

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVI JELENTÉSE

AZ 1966. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
3А 1966 г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1966

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1966

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
FÜR 1966

Kutatói házipéldány
53

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1968 MÁJUS

Szerkesztette:
A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
Kiadványszerkesztő Csoportja

Fordítók:
Kecskés Béla
Hontvári Ottó
Kovács Sándorné

Felelős kiadó: Dr. Fülöp József
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Azonossági szám: 41 269
68.19 Egyetemi Nyomda, Budapest

TARTALOM — INHALT — СОДЕРЖАНИЕ

FÜLÖP J.: Igazgatói jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet 1966. évi munkájáról	7
Meesek	
HETÉNYI R.: A Meesek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata az összefoglalás szakaszában	31
Dunántúli Középhegység	
KNAUER J.: Beszámoló a Bakonyi Csoport 1966. évi munkájáról	49
MÉSZÁROS J.: Városlőd—Herend—Szentgál—Úrkút környékének földtani vizsgálata	53
KNAUER J.: A turrilitizeses márga földtani korkérdése	73
BIHARI D.—KNAUER J.: Würm utáni szerkezetalakulás nyomai a Dunántúli Középhegységben	77
RÁKOSI L.: A Csehbánya 1. sz. és a Balinka 252. sz. fúrás alsóeocén rétegeinek palynológiai szintézise	83
NAGY G.—KECSKEMÉTI T.—KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A.: A Pilis hegység és a Dunántúli Középhegység eocén képződményeinek kapcsolata	95
KOPEK G.: A Bakony—Vértess vidéki kőszénkutatás irányelvei és legújabb eredményei	105
GONDOZÓ GY.: Az eocén barnakőszénkutatás helyzete és lehetőségei a Vértess hegység Ny-i előterében	115
GIDAI L.: A felderítő barnakőszénkutatás helyzete és lehetőségei a Dunántúli Középhegység ÉK-i részén	125
GIDAI L.: A Dorogi-medence részletes és átfogó földtani vizsgálatának lezárása	135
GIDAI L.: A Nyergesújfalu 29. sz. fúrás földtani eredményei	141
JÁMBORNÉ KNESS M.: Áthalmozott alsóeocén Nummulites fajok középsőeocén üledékekben	149
V. ZILAHY L.: A Planorbulinidae, Acervulinidae és Cymbaloporidae család a magyarországi eocénben	153
KORECZNÉ LÁKY I.: Sorites nemzetség a mányi szarmatában	179
Mátra	
VARGA GY.: A Mátra hegység részletes földtani térképezésének újabb eredményei	187
CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E.: A Mátraszentimre 2. sz. alapfúrás földtani eredményei	197
Tokaj	
PANTÓ G.: 1966. évi eredmények a Tokaji-hegységben	211
PANTÓ G.: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti—vulkanológiai kapcsolata	215
HAJÓS M.: Magyarországi neogén Phytolithariák	225

Síkvidék

RÓNAI A.: A Síkvidéki Kutató Osztály 1966. évi munkálatai	241
SZEPESHÁZY K.: A kristályos aljzat fontosabb kőzettípusai a Duna—Tisza köze középső és déli részén	257

Geokémia

FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: Az országos területi ritkafémkutatás 1966. évi eredményei	291
JÁRÁNYI I.: Geomikrobiológiai tájékoztató kísérletek hazai agyagos kőzetek vas- tartalmának eltávolítására	315

Térképezés, térképszerkesztés

LÁNG G.: A Balaton környék részletes építésföldtani térképezésének programja (A MÁFI Víz- és Építésföldtani Osztályának jelentése)	325
RADÓCZ GY.: A földtani vonatkozású térképek áttekintése és a rendszerezés néhány szempontja	335

* * *

FÜLÖP, J.: On the work of the Hungarian Geological Institute: Director's report 1966	16
ФЮЛЁП, Й.: Отчет о деятельности Венгерского геологического института за 1966 г.	22

Mecek

ХЕТЭНИ, Р.: Комплексное геологическое изучение гор Мечек в стадии обобщения	44
---	----

Transdanubisches Mittelgebirge

KNAUER, Й.: Отчет о работе группы, занимающейся изучением гор Баконь, за 1966 год	50
MÉSZÁROS, J.: Recherche géologique de la région de Városlőd—Herend—Szentgál— Úrkút	70
KNAUER, J.: Sur le problème de l'âge géologique des marnes à Turrilites	74
BIHARI, D.—KNAUER, J.: Manifestations de mouvements tectoniques postwürmiens dans le Massif Central de Transdanubie	80
RÁKOSI, L.: Palynologische Synthese der untereozänen Schichten der Bohrung Csehbánya Nr. 1 und Balinka Nr. 252	94
NAGY, G.—KECSKEMÉTI, T.—KECSKEMÉTI-KÖRMENDY, A.: Über die Beziehung der eozänen Ablagerungen des Pilis-Gebirges und des Transdanubischen Mittel- gebirges	103
КОРЕК, Г.: Richtlinien und neueste Ergebnisse von Erkundungs- und Sucharbeiten auf Kohle im Raume Bakony-Vértes	112
GONDOZÓ, GY.: Gegenwärtiger Stand und Perspektiven der Erkundungsarbeiten auf Braunkohle im Eozän des Westlichen Vorlandes des Vértes-Gebirges	121
GIDAI, L.: Über den Stand und die Perspektiven der Sucharbeiten auf Braunkohle im NO-Teil des Transdanubischen Mittelgebirges	132
ГИДАЙ, Л.: Заключение по детальным и общим геологическим исследованиям Дорогского бассейна	137
GIDAI, L.: Geologische Ergebnisse der Bohrung Nyergesújfalu Nr. 29	146
JÁMBOR-KNESS, M.: Umgehäufte untereozäne Nummuliten-Arten in den mitteleozä- nen Ablagerungen	152
VITÁLIS-ZILAHY, L.: Die Familien Planorbulinidae, Acervulinidae und Cymbalo- poridae in den Eozänschichten Ungarns	178
KORECZ-LAKY, I.: The Genus Sorites in the Sarmatian of Máty	181

Mátra

ВАРГА, ДЬ.: Новые результаты детальной геологической съемки гор Матра	194
TEPLÁNSZKY-CSILLAG, E.: Geologische Ergebnisse der Basisbohrung Mátraszentimre Nr. 2	208

Tokaj

PANTÓ, G.: 1966's progress in the investigation of the Tokaj Mts.	213
ПАНТО, Г.: Структурно-вулканологическая связь между Токайскими горами и их пер- одовой зоной	222
HAJÓS, M.: Neogene Phytolitharien aus Ungarn	238

Flachlandgebiete

РОНАИ, А.: Исследовательские работы отдела Большой Венгерской низменности за 1966 г.	253
SZEPESHÁZY, K.: Wichtiger Gesteinstypen des kristallinen Grundgebirges im middle- ren und südlichen Teil des Donau—Theiss-Zwischenstromlandes	288

Geochemie

ФЁЛЬДВАРИ-ФОГЛ, М.: Результаты общегосударственной разведки редких металлов за 1966 г.	314
JÁRÁNYI, I.: Orientative geomicrobiological experiments for removing the iron content of argillaceous rocks from Hungary	324

Kartierungsarbeiten, Anfertigung von Karten

ЛАНГ, Г.: Программа детальной инженерно-геологической съемки района озера Балатон	330
RADÓCZ, GY.: Übersicht der verschiedenen Kartentypen von geologischer orientation sowie einige Richtlinien ihrer Klassifikation	358

IGAZGATÓI JELENTÉS A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1966. ÉVI MUNKÁJÁRÓL

1966. szeptember 1-én volt 10 éves évfordulója annak, hogy az ipari geológus-szervezetek kiépítése és megerősödése után a Magyar Állami Földtani Intézet is elindulhatott a jellegének leginkább megfelelő kutatási feladatok megszervezésének és megoldásának útján. A Földtani Tanács 1955-ben elfogadott irányelvei a fel-szabadulás utáni 10 év tapasztalatainak felhasználásával, valamint a fejlődés szabta lehetőségek és a továbbhaladás kívánalmainak figyelembevétele alapján határozták meg a Földtani Intézet élére állított új vezetőség feladatait. Az ellenforradalom okozta átmeneti visszaesést követően, 1958-tól napjainkig Intézetünk megvalósította a ha-zai földtani kutatás vezetőinek helyes elgondolásait:

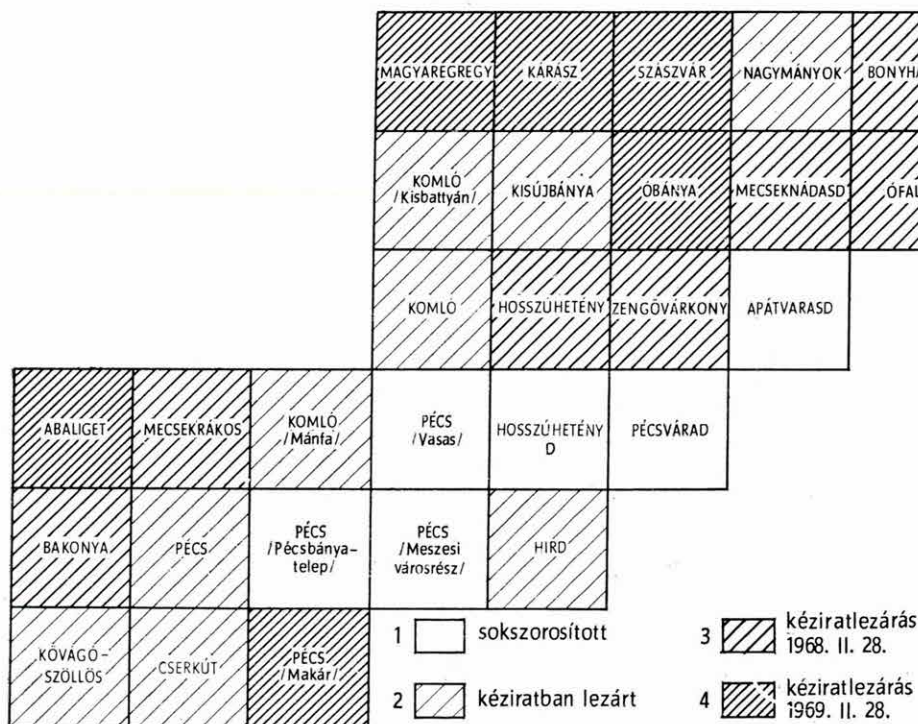
1. A népgazdasági szempontból legfontosabb hegységek és medencék részletes és átfogó vizsgálatára összpontosította erejét.
2. Mesterséges feltárásokkal és geofizikai vizsgálatok útján kellő mélységig fel-tártta a vizsgálati területeket és a korszerűvé fejlesztett laboratóriumokban sokoldalú és a megbízható méretezéshez is elegendő mennyiségű anyag-vizsgálati tevékenységet folytatott.

Az előrehaladáshoz nélkülözhetetlen regionális földtani analízis, amelynek kor-szerű módszere a fácieselemzés volt, az elmúlt 8 év során jelentősen előrehaladt és az összefoglaló munka számára megbízható alapokat teremtett. Elkészült a tervbe vett részletes földtani térképsorozatok és térképmagyarázók kéziratainak nagyobbik fele és egy sor összefoglaló jellegű földtani munka kézírata. Néhány térképlap, tér-képmagyarázó és monográfia-kötet már nyomtatásban is megjelent. Megkezdődött a gazdaságföldtani konzekvenciák levonása; prognóztérképek és tanulmányok szerkesztése.

Munkánkat 1966 végén a következőkkel jellemezhetjük: A M e c s e k h e g y-s é g e t illetően befejezés előtt áll a hegység részletes földtani térképsorozatának megszerkesztése. A K-i Mecsekben tervbe vett 21 db 10 000-es térképlapból 12 kéz-iratát lezártuk. 1967-ben és 1968-ban a még hátralevő térképlapokat és magyará-zókat is elkészítjük. A térképszerkesztési előírásaink szerint és közreműködésünkkel készülő nyugat-mecseki 10 000-es térképlapok és térképmagyarázók nyomdai elő-készítését is megkezdjük (1. ábra).

Milyen jellemző vonásai vannak az új részletes térképlapoknak? Mindenekelőtt az, hogy pontos és részletes topográfiai alapon készültek és megszerkesztésükhöz

megfelelő mennyiségű feltárás állott rendelkezésünkre. Laboratóriumok és specialisták rendszeres munkája támogatta a térképszerkesztő geológusokat, a vulkáni képződményekkel gazdagon átszőtt területeken részletes földmágneses mérésekre is támaszkodhattunk. Minden eddiginél teljesebb a térképlapok dokumentáltsága. A magyarázók felölelik a teljes előzményanyagot, a feltárások és laboratóriumi vizsgálatok adatait. A térképlapokhoz fúrási és felszíni kőzetmintagyűjtemény tartozik.



1. ábra. A Mecsek hegység 10 000-es földtani térképsorozata

Fig. 1. Geological map series of the Mecsek Mountains (1:10 000)

1. Sheets issued, 2. manuscripts finished, 3. manuscripts to be finished before February 28, 1968, 4. manuscripts to be finished before February 28, 1969

A gazdag szerkezetföldtani jelzésanyagú fedetlen térképek a mélyföldtani viszonyokba nyújtanak betekintést, az észlelési lapok pedig a térképlapok ellenőrzését és továbbfejlesztését biztosítják.

A részletes térképlapok mellett ugyancsak a lezáras szakaszába jutott a hegységet felépítő földtani képződmények átfogó vizsgálata: elkészült a triász időszaki és a miocén kori képződmények földtani monográfiája. Az utóbbihoz ásvány—kőzettani, palynológiai, makropaleofitológiai, Diatoma-, Foraminifera- és Mollusca-tanulmányok kapcsolódnak. Lezáras alatt állnak az alsóliász feketekőszénösszlet földtani kifejlődésére, a kőszéntelepek és a meddő közbetelepülések geokémiai, ásvány—kőzettani viszonyaira, spóra-pollen tartalmára vonatkozó vizsgálatok. Elkészült

a pannóniai képződmények földtani áttekintése, valamint a Mollusca és Ostracodák vizsgálata.

Az elvégzett munka jellemzőjeként szembetűnik annak vizsgálati irányok szerinti sokrétűsége és kollektív jellege. A Kutató-Fúró Vállalat, a Szénbányászati Tröszt és a Mecseki Érbányászati Vállalat szakemberei dolgoztak együtt velünk az eredmények létrehozásában.

A közvetlen gyakorlati célú intézeti tevékenység a Mecsek hegységben 1966-ban a még kifejtéssel művelhető feketekőszénterületek felderítő jellegű kutatására irányult. Ennek befejezése és értékelése 1967-ben történik meg.

A térképek, a monográfia-kötetek és a közvetlen gyakorlati célú munkák mellett az elmúlt évben előtérbe került az összefoglaló, áttekinthető térképek szerkesztése. Összeállítás alatt áll a hegység K-i részének 25 000-es földtani térképe. A feketekőszénprognózis megbízható elkészítése érdekében összefoglaltuk a kőszénösszletre vonatkozó kutatási adatokat és elkészítettük a fedőképződmények vastagsági térképét.

Foglalkoztat bennünket a kutatások jövőjének kérdése is a Mecsek hegységben és környékén. A részletes földtani térképek megszerkesztése után mindenekelőtt az összes eddigi vizsgálatok gyakorlati célú értékelését tartjuk a legfontosabb, soron következő feladatnak. A felhalmozott tapasztalatok, a területen való jártasság, speciális felkészültség jó feltételeket jelent minden olyan kisebb és nagyobb gyakorlati jellegű probléma megoldásában, amelyek kívül esnek a területen dolgozó ipari geológusszervezetek feladatkörén, vagy meghaladják azok felkészültségét, esetleg gyorsabb megoldásuk érdekében együttműködés válik szükségessé.

Ilyen jellegű feladat a Tésénynél viszonylag kis mélységben megismert és karbon időszakinak feltételezett képződmények gyakorlati jelentőségének megvizsgálása; a perm—triász határon tapasztalt Cu-dúsulás vizsgálata; a feketekőszénösszlet további geokémiai és technológiai célú kőszénközettani vizsgálata; ásványos eredetű építőipari alapanyagok kutatása. Nagyobb szabású rendszeres kutatási feladatot jelent a hegység tágabb környékének mélyföldtani vizsgálata.

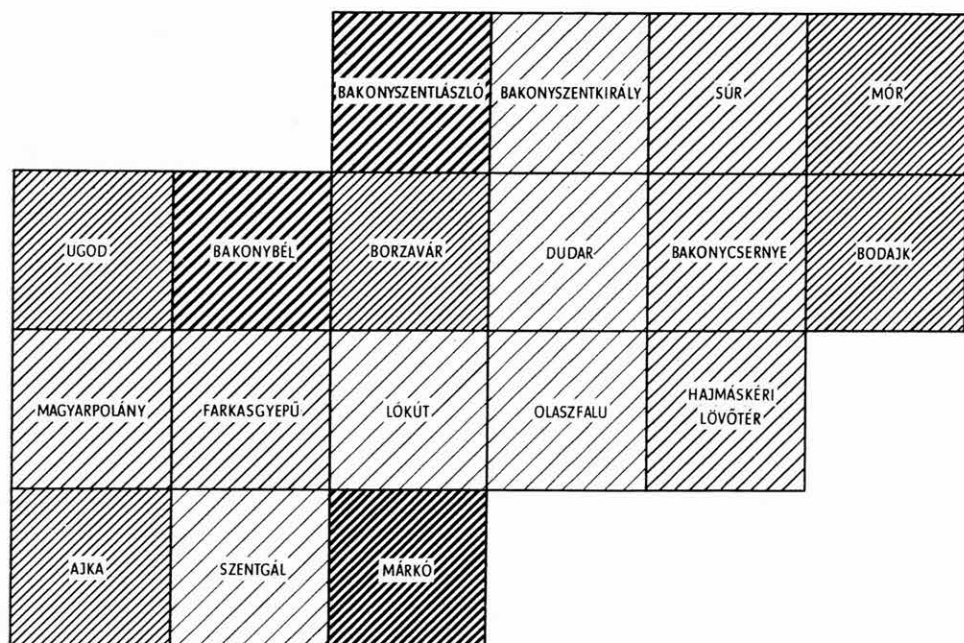
A Bakony hegységben a földtani térképszervezés 25 000-es méretarányú térképlapokon történik. Eddig 5 térképlap kéziratát zártuk le. A munka menete a sürgető gyakorlati igényekhez mérten azonban túlságosan lassúnak bizonyult, ezért most azzal kísérletezünk, hogy Ugod és Úrkút között 6 db 25 000-es térképlapból kialakított, a földtani vizsgálatok szempontjából szorosan összefüggő területen egyszerre kezdjük el a munkát és fokozatosan végezzük el az összes tennivalókat. Így viszonylag gyorsan jutunk el az első áttekintéshez és a gyakorlati célú kutatással lépést tartva teszünk eleget a korszerű térképezés összes követelményeinek (2. ábra).

A Bakony hegység földtani képződményeinek részletes és átfogó vizsgálata Intézetünkön kívüli szakemberek széles körű bevonásával történik. 1966-ban a Földtani Intézet adta közre GÉCZY B.: „Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie, Part. I.”, STRAUZ L.: „Dudari eocén csigák” és KÓKAY J.: „A herend-márkói barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata” című munkákat. Elkészült KONDA J.: „A bakonyhegységi liász üledékföldtana” című munkája. Folyamatban van egy nagyszabású munka a felsőkréta és az eocén képződmények vizsgálata terén. Ezek is széles körű együttműködéssel készülnek.

Tervbe vettük a Bakony hegység és Balatonfelvidék korszerű 100 000-es földtani térképének megszerkesztését a Bauxitkutató Vállalat és a Mecseki Érbányászati Vállalat geológusaival együttműködve.

Befejezéshez közeledik az É-i Bakony 25 000-es harmadkor nélküli (fedetlen)

földtani térképének megszerkesztése, a fedőképződmények vastagsági izohipszáival. Folyamatban van az É-i Bakony és a Vértes Ny-i előtere eocén képződményeinek részletes és átfogó vizsgálata prognózisfeladatok megoldása céljából. Jelentős felderítő jellegű barnakőszénkutató végzünk ezen a területen azzal a feltevéssel, hogy a DK-i produktív eocén köszénövvel nagyjából párhuzamosan ÉNY felé még további



- 1  kéziratban lezár
2  kéziratlezáras
1968. II. 28.
3  kéziratlezáras
1969. II. 28.
4  kéziratlezáras
1970. II. 28.
5  kéziratlezáras
1971. II. 28.

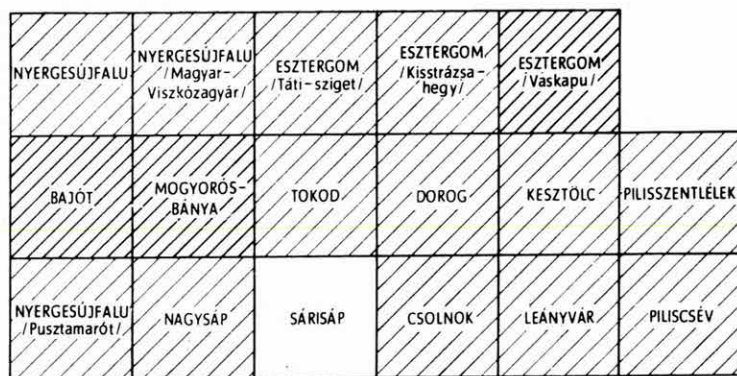
2. ábra. A Bakony hegység területéről készülő új rendszerű 25 000-es földtani térképlapok
Fig. 2. Geological map series of the Bakony Mountains (1:25 000) prepared following a new system

1. Manuscript finished; deadlines for the completion of manuscripts: 2. February 28, 1968, 3. February 28, 1969, 4. February 28, 1970, 5. February 28, 1971

produktív kőszénterületek vannak. Ki kell emelnem azt az igen hathatós támogatást, melyben a Balinkai Szénbánya Vállalat igazgatója részesít bennünket. Lényeges hozzájárulás ehhez a munkához az Eötvös L. Geofizikai Intézet geoelektromos és szeizmikus tevékenysége is.

Az elmúlt évben részletes építésföldtani és vízföldtani térképezést kezdtünk a Balaton körül. E gyorsan fejlődő terület tájvédelmi, területrendezési, építészeti és víznyerési problémáinak megoldására a Földmérő és Talajvizsgáló Vállalattal, az Eötvös L. Geofizikai Intézettel, a MTA Földrajzi Intézetével és a Budapesti Műszaki

Egyetem Geodéziai Tanszékével együttműködve 10 000-es térképsorozatot szerkesztünk, térképlaponként hat változatban: 1. feltárási és észlelési térkép, 2. a felszín földtani térképe, 3. alapozási térkép, amely megadja a terhelhetőség mértékét és a laza képződmények vastagságát, 4. vízföldtani térkép, 5. vízkémiai térkép, 6. építéstervezési térkép, a javasolt alapozási módok feltüntetésével.



- 1 sokszorosított 3 kéziratlezáras 1968. II. 28
- 2 kéziratban lezárt

3. ábra. A Dorogi-medence 10 000-es földtani térképsorozata

Fig. 3. Geological map series of the Dorog Basin (1:10 000)

1. Sheets issued, 2. manuscripts finished, 3. manuscripts to be finished before February 28, 1968

A Dorogi-medence 10 000-es földtani térképezése, részletes és átfogó földtani vizsgálata lényegében befejeződött. Az eocén és oligocén képződmények földtani, ásvány-kőzettani, kőszénkőzettani és több irányú őslénytani vizsgálatának monografikus jellegű összefoglalása megtörtént. A tervbe vett 17 db térképlaphoz az utolsó 3 lezárása ebben az évben készül el (3. ábra).

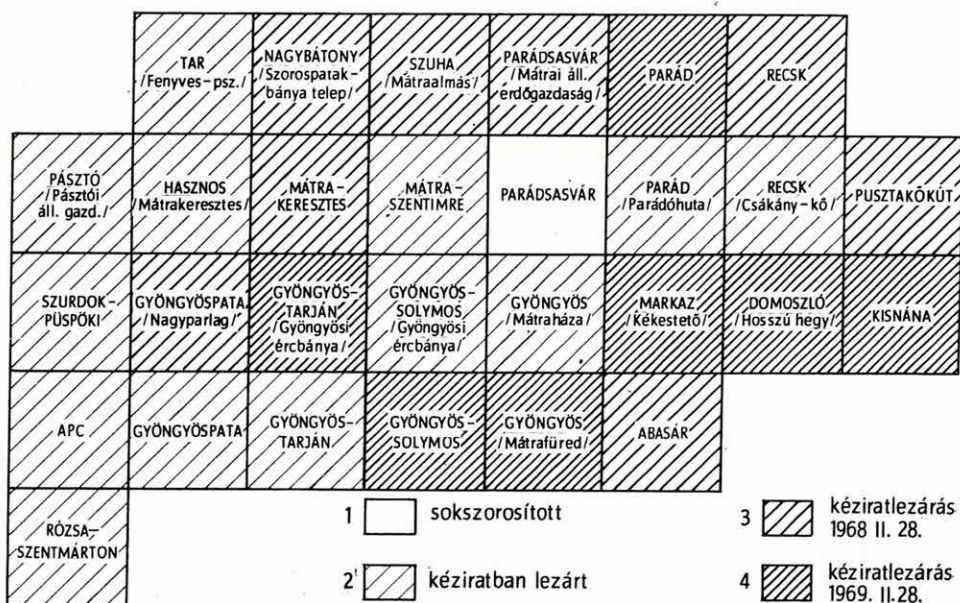
A következő években a figyelem a Dorogi-medence 25 000-es áttekintő, kiértékelő földtani térképsorozatának megszerkesztésére irányul, az eocén barnakőszén-készlet jövőben még feltárható mennyiségének előrejelzése érdekében.

Befejezéshez közeledik a lencsehegyi új barnakőszénterület felderítő kutatása. Ez az új kőszénterület a részletes földtani térképezéshez kapcsolódó legjelentősebb gazdasági eredmény a Dorogi-medencében. Ki kell emelnem azt a gyümölcsöző együttműködést, amely a Dorogi Szénbányászati Trösztrel az elmúlt évek során kialakult.

A Dorogi-medence részletes földtani vizsgálatának soron levő befejezése lehetővé tette, hogy annak tágabb környezetét is vizsgálat tárgyává tegyük. Folyamatban van Budapesttől a Tatabányai-medence nyugati pereméig terjedő terület áttekintő feldolgozása, melynek kapcsán az ezen a területen végzett nagy volumenű kőszén- és bauxitkutatás adatai együttes értékelést nyernek. 100 000-es méretarányú földtani, mélyföldtani, fácies- és ősföldrajzi térképeket szerkesztünk e terület teljes gazdaságföldtani értékeléséhez.

Mielőtt áttérnénk a Mátra és a Tokaji-hegységben végzett munkánk ismertetésére, hadd emeljem ki, hogy a Dunántúli Középhegység részletes és átfogó földtani és geofizikai vizsgálatát a Földtani Tanács állásfoglalásával egyetértve, jelenleg a hegység területén között a legnagyobb fontosságúnak tartjuk és sokat várunk a kedvezően fejlődő, de még igen nagy lehetőségeket rejtő iparági, kutatóintézeti és más szervekkel való együttműködéstől.

Észak-Magyarországon eddig két területen végeztünk rendszeres és részletes földtani vizsgálatokat: a Mátrában és a Tokaji-hegységben.



4. ábra. A Mátra hegység 10 000-es földtani térképsorozata

Fig. 4. Geological map series of the Mátra Mountains (1:10 000)

1. Sheets issued, 2. manuscripts already finished, 3. manuscript to be finished before February 28, 1968, 4. manuscript to be finished before February 28, 1969

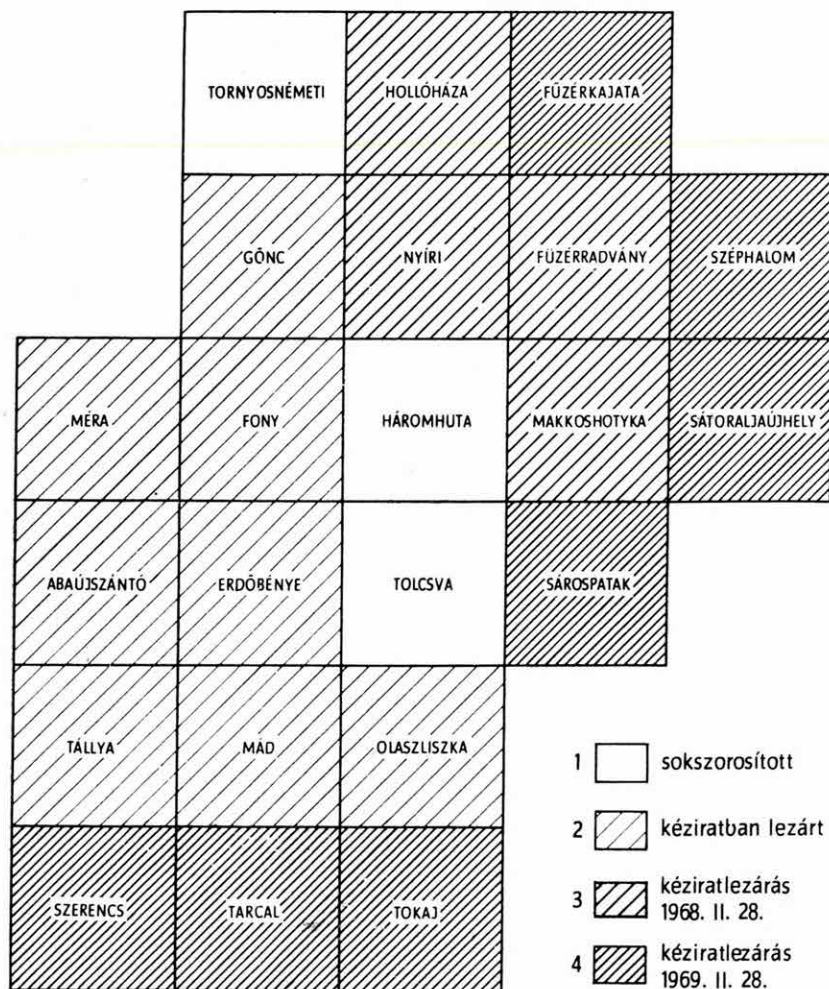
A Mátra hegységben a 10 000-es földtani térképszerkesztés 5000-es felvételre támaszkodott, amelyet a hegység 600 km² területéből 43 km² kivételével el is végeztünk. A tervbe vett 29 db 10 000-es térképlapból és magyarázóból pedig 14-et zártunk le kézirat formában (4. ábra).

A Mátra hegységgel kapcsolatban elmondhatjuk, hogy ez volt a hegység első részletes földtani felvétele, amit jól kifejez az, hogy amíg ID. NOSZKY J. térképén összesen 7 képződményt különböztetett meg, addig geológusaink 41-féle képződményt térképeztek rendszeresen a hegységben. A teljes vulkáni összletet három alapfűrés harántolta (Nyírjes, Gyöngyösoroszi, Cseresznyéstető).

A Mátra hegységi kutatóosztály igen eredményes felderítő jellegű színesérc-kutatást végzett. Új értelek és ércecs területek körvonalazása, valamint a recski mélységi kutatás eredményei fűződnek Intézetünk ez irányú munkájához, mely sajnos, VIDACS ALADÁR tragikus halála miatt egyelőre kényszerű befejezést nyert.

A Tokaji-hegység 25 000-es térképsorozatának megszerkesztésében is túljutottunk a munka első felén: a 22 tervezett térképlapból 12 készült el eddig (5. ábra).

A tudományos tapasztalatokat első formában a közreadásra kerülő 200 000-es áttekintő térkép és a hozzá tartozó magyarázó foglalja magában. Ez a készülő monográfia első változatának is tekinthető. Új megvilágításba került a hegység és a környező medenceterületek szerkezeti kapcsolata, a vulkáni és üledékes képződmények rétegtani és ősföldrajzi viszonyai.



5. ábra. A Tokaji-hegység 25 000-es földtani térképsorozata

Fig. 5. Geological map series of the Tokaj Mountains (1:25 000)

1. Sheets issued, 2. manuscripts finished, 3. manuscript to be finished before February 28, 1968, 4. manuscripts to be finished before February 28, 1969

Észak-Magyarországon az üledékes eredetű medenceterületek vizsgálatát is tervbe vettük. A szénbányászati trösztök és a Kutató-Fúró Vállalat geológusaival, valamint a miskolci egyetem földtani tanszékével folyamatban van a széles körű együttműködés kialakítása. Ennek kapcsán a borsodihoz hasonlóan a Nógrádi-medence területéről is megszerkesztjük az átfogó földtani, mélyföldtani, fácies- és prognózistérképeket. Részt veszünk a felderítő jellegű barnakőszénkutatás munkájában. Beható geokémiai, ásvány-kőzettani, kőszénkőzettani, üledékföldtani és őslénytani vizsgálatokat tervezünk a gyakorlati célú feladatok megoldása érdekében. Közreműködünk az iparilag értékesíthető homok-, agyag- és egyéb kőzetfajták kutatásában.

Az Alföld részletes és sokoldalú földtani vizsgálata kapcsán az elmúlt évben a szolnoki 100 000-es térképlap területén végzett munka összefoglalása készült el. 15 változatból álló térképsorozat foglalja magában azt a gazdag és sokrétű anyagot, amely a területrendezési, város- és községfejlesztési, vízrendezési, vízipépítési, vízfeltárási és egyéb építésföldtani szempontból a gyakorlati célú feladatok megbízható tudományos alapját képezi.

E munkát szolgáltatja az első megbízható alapot a magyarországi negyedkori rétegek teljes áttekintéséhez és a negyedkor tagolásához. A jászladányi fúrás (950 m) sokoldalú feldolgozása egyrészt a pleisztocén—pliocén határ nemzetközi téren is sokat vitatott problémájának megoldásához fontos adalék, másrészt a magyarországi felsőpliocén („levantei”) rétegek kifejlődésének és a negyedkori, valamint felsőpannoniai rétegekkel való kapcsolatának tisztázásához vezet. Az üledékciklusok pontos megállapítása a negyedkori süllyedések idejének, számának és méretének meghatározásához ad információkat.

A kutatás egyik célja földtani alapot teremteni a mélységi vizek készletének és utánpótlódásának meghatározásához. Ezért a magfúrással feltárt és pontosan ismert vízadó rétegekben hidrodinamikai méréseket végeztünk, fúrásaink egy részét pedig mélységi vízmegfigyelő kutakká képeztük ki. A Szolnok körzetében kiépített mélységi vízmegfigyelő hálózat és főleg a kengyeli kúttelep, ahol egymás alatt elhelyezkedő 3 vízadó réteg nyomásvizsgálatainak változásait mérjük, az első olyan alföldi kísérleti telep, ahol nem termelő kutakon mérjük a természetes dinamikus változásokat.

Az Alföld részletes térképezésével kapcsolatban a mélyfúrások kőzetmintáinak újrvizsgálatával megkíséreljük az aljzat kőzettani felépítésének tisztázását is.

A mecseki alsóliász kőszénösszletben végzett eddigi geokémiai vizsgálatok értékelése szerint említésre méltó dúsulás mutatkozik az Északi Pikkely területén Ge, Zr és Be vonatkozásában.

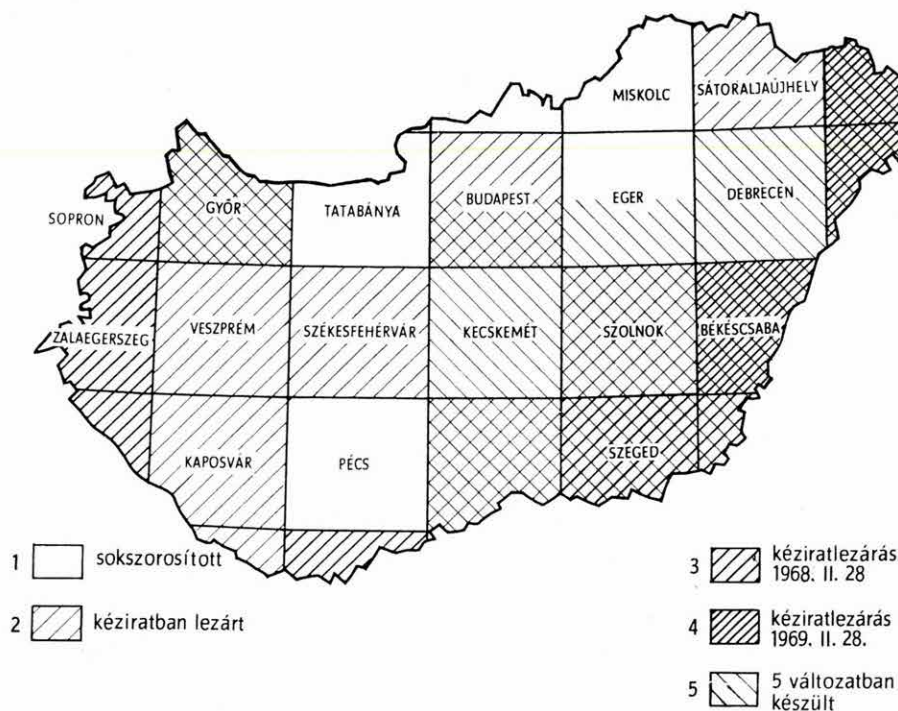
Befejeztük a Dorogi-medence eocén és oligocén képződményeinek ritkafémvizsgálatát, s elkészült a vizsgálatok értékelése is. Lokalizáltuk a jelentkezőindikációkat és jó korrelációt találtunk a ritkafém-dúsulás és a fáciesviszonyok között.

Negatív prognózissal zártuk a Zsámbék környéki miocén és a Bakony hegységi középsőkréta képződmények ritkafémvizsgálatát. Megszerveztük a ritkafém-adattárat. Eddig kb. 6000 kőzetminta alapkartonja készült el. Az alapadatok visszakeresésére lyukkártyarendszert vezetünk be. Ezenkívül peremlyukkártyás rendszerrel is dolgozunk.

Folytattuk geomikrobiológiai vizsgálatainkat. Gyakorlati jelentősége lehet annak a kísérletsorozatnak, amely az agyagoknak bakteriális behatásra történő vastalanítását célozza. Az előkísérleteink szerint egyes agyagfélésegekből a vastartalom 80%-át sikerült aránylag rövid idő alatt eltávolítani. Ezzel kapcsolatban az eljárás további gyakorlati hasznosítására is gondolunk. A kőzetmállásra és az ezzel kapcsom-

latos szelektív kioldódásra vonatkozó tapasztalatok elméleti jelentőségük az elem-
dúsulások genetikája szempontjából. A bakteriális hatást, mint jelentős tényezőt kell
figyelembe venni geokémiai folyamatok kialakításában. A szelektív kioldás technoló-
giai jelentőségűvé is válhat pl.: nyomelemek dúsítása szempontjából.

Az ország 200 000-es földtani térképsorozatának megszerkesztése terén a munka
az 1966. évi teljesítéssel az országterület 75%-án elkészült. Ebből 7 térképlapot (az
ország területének 35%-a) ki is nyomtattunk, a többi előkészületben van. Megszer-
kesztésre már csupán 9 térképlap vár (az ország területének 25%-a) (6. ábra).



6. ábra. Magyarország 200 000-es földtani térképsorozata

Fig. 6. Geological map series of Hungary (1:200 000)

1. Sheets issued, 2. manuscripts finished, 3. manuscripts to be finished before February 28, 1968, 4. manu-
scripts to be finished before February 28, 1969, 5. prepared in five varieties

Kinyomtattunk eddig 6 db 200 000-es térképmagyarázót. Kéziratban kész vagy
lezárás alatt áll 10 és összeállításra vár még további 9 térképmagyarázó. A térkép-
magyarázók anyaga az elsőként kiadott kötetekhez képest tartalomban jelentősen
gazdagodott. A Kiskunhalasi térképlapon végzett mélyföldtani feldolgozás (a közet-
minták újvizsgálata) részünkről az első nagyobb lélegzetű próbálkozás a kristályos
aljazat köztani felépítésének tisztázására. A 200 000-es földtani térkép és térkép-
magyarázó-sorozat Magyarország korszerű regionális földtanának tekinthető.

A felsorolt főfeladatok mellett továbbfejlesztettük, ill. kibővítettük központi
földtani adattári, könyvtári és gyűjteményi feladatkörünket. Tervbe vettük egy

széleskörű információs szolgálat megszervezését, a gyakorlati munkát végző geológusok támogatására. A hazai kutatási feladatokhoz kapcsolódó irodalom folyamatos referálását, a kutatási programok és eredmények ismertetését, módszertani anyagok közreadását tervezzük.

Két év választ el bennünket a Földtani Intézet fennállásának 100. évfordulójától. Ezt az alkalmat nemzetközi rendezvények szervezésével az egész magyar geológus-társadalom számára emlékezetessé kívánjuk tenni. Ezen kívül Intézetünk, mint az első magyarországi tudományos kutatóintézet alapítása, a tudományok magyarországi fejlődése szempontjából is jelentőséggel bír.

Munkánkban már hosszabb idő óta számbavettük, az elmúlt évben pedig már részleteiben is kidolgoztuk az Intézet alapításának 100. évfordulójára tervezett nemzetközi rendezvények tervét. Mi magunk egy tízéves kutatási program eredményes befejezéseként régtantani kollokviumok rendezésével és a „Földtani Intézetek Napja” megszervezésével kívánjuk az évfordulót megünnepelni. A Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya a Kárpát Balkáni Asszociáció IX. Kongresszusának megrendezésével, a Magyarhoni Földtani Társulat pedig a Mediterrán Neogén Bizottság V. Kongresszusának megtartásával járul hozzá az első magyar tudományos kutatóintézet alapítási évfordulójának nemzetközi sikeréhez. Közös célkitűzésünk, hogy a magyar geológusok munkája elismerést nyerjen és hazánkban őszinte barátokat szerezzenek.

Összefoglalva az Intézet működéséről adott áttekintést, megállapítható, hogy 1966-ban eredményesen végeztük országos jellegű kutató tevékenységünket. Lezárult, illetve befejezés előtt áll több hegység és medence részletes és átfogó földtani vizsgálata, valamint az ország áttekintő földtani térképsorozatának megszerkesztése. Sokrétű anyagvizsgálaton alapuló építésföldtani térképezés folyik az Alföld és a Balaton környékén. Egyre inkább előtérbe kerül a részletes földtani vizsgálat eredményeinek összefoglalása, földtani kifejlődési, mélyföldtani és prognózis térképek, illetve tanulmányok szerkesztése. Ezzel az előző évtized nagyobbbrészt elemző jellegű földtani tevékenysége összefoglaló és gazdaságföldtani tekintetben is értékelő jellegű tevékenységgel párosul. Folyamatban van egy korszerű információs rendszer kiépítése, amely tudományunk külföldi és hazai eredményeit jól áttekinthető módon kívánja hozzáférhetővé tenni geológusaink számára. A küszöbön álló centenáriumi év ösztönzőleg hat az Intézet minden dolgozójára. Jelentős tudományos és gyakorlati eredményekkel szeretnénk tudományunk fejlődését és népünk boldogulását elősegíteni.

DR. FÜLÖP JÓZSEF
igazgató

ON THE WORK OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE: DIRECTOR'S REPORT 1966

On the 1st of September 1966 was the tenth anniversary of that the Hungarian Geological Institute started on a new road paved by the development and running-in of independent industrial geological services. This new orientation meant organization of researches which are best in line with the scientific nature of the Institute. The directives adopted in 1955 by the Geological Council determined the tasks of the

new board of the Geological Institute. They had been developed by relying on the experience of the post-Liberation decade as well as on a survey of the possibilities and requirements of further progress. Despite the temporary decline due to the counter-revolution, our Institute has since 1958 confirmed the rightness of the following guiding principles:

1. Focussing of all efforts on the detailed and complex investigation of the mountain and basin areas most important for the development of national economy.
2. Exploration of these areas by artificial exposures and geophysical methods to a proper depth and complex analytical work in improved up-to-date laboratories.

Regional geological survey, a prerequisite of progress, has made considerable progress during the last 8 years, using the up-to-date method of facies analyses and yielding reliable information for interpretations and syntheses. The greater half of the planned detailed geological map series and explanatory brochures as well as scores of geological monographs have been completed. A few map-sheets, explanatory brochures, and monographs have already been printed. Economico-geological interpretations and drafting of prognosis maps and studies have been embarked upon.

At the end of 1966 the work of the Institute can be characterized as follows: For the **Mecsek Mountains** the preparation of a detailed geological map series is just before completion. Of the 21 sheets of the 1:10 000-scale map foreseen for the eastern Mecsek, the manuscripts of 12 were finished by the editing board. The rest, inclusive of the explanatory brochures, will be completed in 1967 and 1968. The preparation for press of the 1:10 000 map-sheets and associated explanatory brochures of the western Mecsek was begun (Fig. 1).

Which are the characteristic features of the new, detailed map-sheets? First of all, that they have been made on a small-scale topographic basis and that the geological exposures, both natural and artificial, necessary for their drafting have been available. The map-drafting geologists have been enjoying the regular services and help of laboratories and paleontologists, petrographers, chemists, and other specialists. In areas richly strewn with volcanics the results of detailed geomagnetometric surveys were also used. The information relied upon in preparing the maps are more complete than ever before. The explanatory brochures embrace all historic matters and the results of both field observations and laboratory analyses. The map sheets have been documented by separate core and surface sample collections. The subsurface-geologic maps including a rich tectonic legend are useful records of subsurface geology, whereas the so-called "observation map-sheets" ensure the checking and improving of the respective sheets.

Along with small-scale mapping, the complex research of the geology of the Mecsek Mountains also is just before completion. A geological monograph of the Triassic and Miocene deposits has been completed. It is accompanied by studies in mineralogy-petrography, palynology, and macropaleophytology as well as investigation of diatoms, foraminifera, and mollusks. Investigations concerning the geology of the Lower Liassic coal-bearing formation and the geochemistry, mineralogy and petrography, and spore-and-pollen spectrum of the coal seams are being finished. The geological review of the Pannonian deposits and the study of mollusks and ostracods have been completed.

Striking features of the work carried on are complexity of investigations and co-operation with various organizations such as the Prospecting and Drilling Enterprise, the Coal-Mining Trust, and the Mecsek Ore-Mining Enterprise.

With a direct practical aim, the Institute's 1966 activity included investigations focussed on search for coal areas workable in opencast pits. This work will be completed and evaluated in 1967.

In addition, the preparation of synthesis-maps such as the geological map of the eastern Mecsek on the scale of 1:25 000 was paid more attention last year. To promote Lower Liassic coal prognosis, all research information on the coal-bearing formation was compiled and the isopach map of the hanging wall was prepared.

We are deeply concerned with the future of research and prospecting in the Mecsek region. What we hold for the next, most important task after the preparation of detailed geological maps is the economico-geological evaluation of all results available. Knowledge of all information available and special skill in the geological study of an area may provide good conditions for the solution of any problem of practical importance, problems which are beyond the scope of the industrial geological service working in the area, so that a co-operation may accelerate solution.

Tasks of this kind are: the study of the practical significance of the hypothetical Carboniferous deposits found at a comparatively shallow depth near Tésény; the investigation of the enrichment of Cu observed on the Permo-Triassic boundary; the geochemical and technological study of the Lower Liassic coals; prospecting for mineral raw materials for building industry. A large-scale systematic research will be required for the study of subsurface geology of the broader region of the Mecsek Mountains.

In the Bakony Mountains, geological mapping on sheets of 1:25 000 scale is carried on. So far the manuscripts of 5 sheets have been completed. Practical life, however, has urged to accelerate this work, so that we are now trying to begin simultaneous work on 6 sheets (area between Ugod and Úrkút) covering an area closely interrelated in geology. Execution of all work in the successive phases will lead to the first general review relatively quickly, and keeping pace with prospection, we shall meet all requirements of up-to-date mapping (Fig. 2).

The complex geological research of the Bakony Mountains has been carried on with the participation of many outside specialists. In 1966 the following works were published in the Institute's periodicals: "Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie, Part I" by B. GÉCZY, „Dudari eocén csigák” (Eocene gastropods of Dudar) by L. STRAUZ, and „A herend-márkói barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata” (Geological and paleontological study of the Herend—Márkó lignite basin) by J. KÓKAY. J. KONDA's work „A bakonyhegyeségi liász üledékföldtana” (Sedimentology of the Lias in the Bakony Mountains) was completed. An exhaustive study of the Upper Cretaceous and Eocene deposits is being carried out. These too have enjoyed the advantages of a large-scale co-operation.

The preparation of an up-to-date geological map (1:100 000) of the Bakony Mountains and the Balaton Highland in co-operation with geologists from the staff of the Bauxite-Prospecting Enterprise and the Mecsek Ore-Mining Enterprise has been included in the programme.

The drafting of the 1:25 000 subsurface-geological map of the northern Bakony (with the Tertiary peeled off), showing the isopachs of the hanging formations, will soon be finished. A complex prognostic study of the Eocene of the northern Bakony

and the west foreland of the Vértes is under way. Considerable search for coal is carried on here. It relies on the hypothesis of existence of additional productive coal-bearing zones running northwestwards, more or less parallel to the southeastern productive Eocene coal-bearing belt. Here I should like to mention the very efficient support of our work by the director of the Balinka Coal Mines. A substantial contribution has been provided by the geoelectric and seismic teams of the Roland Eötvös Geophysical Institute.

Last year engineering- and hydrogeological mapping was started on the shores of Lake Balaton. To solve problems of nature conservation, regional planning, housing and engineering developments, and water production, a 1:10 000 map series has been prepared in co-operation with the Enterprise for Geodesy and Ground Mechanics, the Roland Eötvös Geophysical Institute, the Geographic Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, and the Geodetic Department of Budapest Technical University. Each sheet has been prepared in six varieties: 1. documentation map, 2. geological map of the surface, 3. map of foundations showing the permissible load and the thickness of unconsolidated sediments, 4. hydrogeological map, 5. hydrochemical map, 6. map for housing and engineering developments showing the proposed means of groundworks.

In the Dorog Basin the 10 000-scale mapping and complex geological study of the area has been essentially completed. The monographic processing of the geology, mineralogy and petrography, coal petrography and paleontology of the Eocene and Oligocene has been completed. The last 3 manuscripts of the planned 17 map-sheets will soon be finished by the editing board (Fig. 3).

In the next year attention will be focussed on the preparation of 25 000-scale geologic maps of the Dorog Basin in an attempt to forecast explorable Eocene lignite resources.

The quests for new lignite reserves in the recently discovered Lencsehegy area will soon be finished. The discovery of this new lignite area is the most significant economic achievement connected with detailed geologic mapping in the Dorog Basin. I should like to emphasize the fruitful co-operation our Institute has conducted in recent years with the Dorog Coal-Mining Trust.

Just before finishing the detailed geologic survey of the Dorog Basin we have been enabled now to extend research to the broader region of the Dorog Basin. So a general survey of the area extending from Budapest to the west edge of the Tata-bánya Basin is going on. In this connection, the abundant information furnished by coal-and bauxite-prospections is jointly evaluated. For a complete economic-geologic evaluation of this area, geologic, subsurface-geologic, facies, and paleogeographic maps on scale of 1:100 000 are prepared.

Before passing to the discussion of the Institute's activity displayed in the Mátra and Tokaj Mountains, let me join the opinion of the Geological Council, and say that the complex geologico-geophysical survey of the Transdanubian Central Mountains is now held for the most important of all mountain areas of Hungary and that the co-operation with the industrial geologic services, other research institutes, and bodies, which is though favourably developing but not yet completely exploited, is expected to become very fruitful.

In North Hungary complex geologic investigations have so far been conducted in two regions: the Mátra and Tokaj Mountains.

In the Mátra Mountains the 10 000-scale geological mapping has been

based on a survey of 1:5000 scale, a programme already completed for all but 43 km² of the 600-km² area of the mountains. Of the 29 map-sheets (1:10 000) and explanatory brochures planned, the manuscripts of 14 have so far been finished (Fig. 4).

In connection with the Mátra Mountains, it should be mentioned that the aforementioned work was the first detailed geological survey ever made in the area, a fact readily illustrated by that whereas on the old map of J. NOSZKY SEN. merely 7 formations are distinguished, our geologists have thoroughly mapped 41 different formations. The complete volcanic complex has been cut by three key holes (Nyírjes, Gyöngyösorocsi, Cseresznyétető).

The Mátra Mountains team of the Institute's staff carried out very efficient quests for polymetallic ores. New ore veins and ore-bearing zones could be outlined and additional ore reserves detected in the Recsk Ore Mine, operations which had to be temporarily interrupted because of the sudden, tragic death of head of team A. VIDACS.

In the T o k a j M o u n t a i n s 12 of the planned 22 map-sheets at 1:25 000 have been completed (Fig. 5).

First synthesis of the scientific results has been given on the geologic map at 1:200 000 and in the attached explanatory brochure to be issued soon. This work can be considered the first variety of the monographic work under preparation. New light has been shed upon the tectonic relations between the Tokaj Mountains and the surrounding basins as well as on the lithology, petrography, and paleogeography of the volcanic and sedimentary formations, respectively.

In North Hungary the research of the sedimentary basin areas was also included in the programme. A large-scale co-operation with the geologists of the staff of coal-mining trusts, of the Prospecting and Drilling Enterprise, and of the Geological Department of Miskolc University is being developed. In this connection, complex geologic, subsurface-geologic, facies- and prognosis-maps will be prepared, like for the Borsod Basin, for the Nográd basin too. The Institute will participate at quests for lignite in the area. This programme requires to undertake thorough geochemical, mineralo-petrographic, coal-petrographic, sedimentologic, and paleontologic investigations. Geologists of the Institute's staff will join searches for sands, clays, and other rock types utilizable in industry.

Within the frame of the detailed and complex geological survey of the G r e a t H u n g a r i a n P l a i n, the work concerning the area of the Szolnok township 1:100 000 was completed last year. A set of 15 varieties of maps comprises the rich and manifold information which is to be a reliable scientific basis for regional planning, town- and communal developments, water control, hydraulic engineering, water-prospecting and development, and other civil engineering developments.

This work provides the first sound evidence on which the complete survey and subdivision of the Quaternary deposits of Hungary can be based. The complex processing of a borehole at Jászládány (950 m) is, on the one hand, a substantial contribution to the vexed question of the Pleistocene-Pliocene boundary, on the other hand, it may permit to clear the relation of Hungary's Upper Pliocene („Levantine”) deposits to the Quaternary and the Upper Pannonian. The establishment of the sedimentation cycles provided valuable information on dates, number, and depth of Quaternary subsidences.

One of the aims of research is to gather geological evidence for assessing the

reserves and recharge of subsurface waters. Therefore, hydrodynamic measurements were performed in the water-bearing strata explored by core-drilling; some of the drillholes were completed to water-level-checking wells. The ground-water-recording grid developed in the Szolnok district, and particularly the wells of Kengyel — where the variation of pressure in 3 superimposed aquifers is recorded — represent the first attempts in the Great Plain at using non-production wells for measuring natural dynamic changes.

In connection with the detailed mapping of the Great Hungarian Plain, a revision of the core samples of deep drilling is to explore the lithology of the basement rocks.

As shown by the evaluation of the geochemical investigations into the Lower Liassic coal-bearing formation of the Mecsek Mountains, remarkable concentration peaks of Ge, Zr, and Be can be observed in the area of the Northern Thrust-Sheet.

A metallometric survey of the Eocene and Oligocene deposits of the Dorog Basin, inclusive of the evaluation of the results, has been finished. The metal shows were located and good correlations between enrichment of rare metals and lithofacies were found.

The metallometric survey of the Miocene of the Zsámbék area and of the Middle Cretaceous of the Bakony Mountains resulted in a prognosis of negative sense. A rare-metal documentation service and depository have been organized. The base-cards for some 6000 rock samples have so far been prepared. A punch-card system was introduced, and edge-punch-cards are also used.

Geomicrobiological investigations have been continued. Some practical value may be ascribed to the series of experiments attempting at removing iron from clays by the action of bacteria. As shown by preliminary tests, some 80 per cent of the original iron content could be eliminated within a comparatively short time. It is sought for finding practical applications of this method. Results concerning rock weathering and associated selective exsolution are of theoretical importance in connection with the mechanism of the concentration of elements. Bacterial action has to be regarded as a significant geochemical agent. Selective exsolution may acquire technological significance—enrichment of trace elements.

With the 1966 contribution to the preparation of the nation-wide geological map at 1:200 000, this map series has been completed for 75% of the Nation's area. Of these map-sheets, 7 (35% of Hungary's area) have already been printed, the rest being prepared to press. What are still to be drafted are but 9 map-sheets (25% of the area) (Fig. 6).

6 explanatory brochures to the 200 000-scale map have so far been printed. The manuscripts of 10 brochures have already been completed or are to be finished soon. Additional 9 brochures are still to be compiled. The new brochures are considerably more rich in content compared to the first-edited ones. The subsurface-geological study performed for the Kiskunhalas township (revision of the rock samples) is our first large-scale attempt at clearing the lithologic composition of the crystalline basement. The 200 000-scale geological map and the series of attached explanatory brochures can be regarded as exhaustive up-to-date documents of Hungary's regional geology.

Beside the above chief tasks the Institute's scientific documentation services such as the Central Geological Archive, Library, and Museum have been improved

and extended. The organization of a large-scale information service supporting industrial geologists is planned. This service is to perform continuous abstracting of relevant literature, publishing of informations and of the results of research programmes, and of methodological studies.

Two years are ahead of the hundredth anniversary of the Hungarian Geological Institute. This jubilee has to be a memorial for all Hungarian geologists. Therefore, several international meetings are to be held on this occasion. In addition, the centenary of foundation of Hungary's first scientific research institute is of importance from the point of view of the history of science in Hungary.

The centenary programme has been kept in view for a long time in the Institute's work and was developed in detail last year. Stratigraphic colloquia are to be organized as a result of the completion of the last ten years' research programme, and an „Day of the Geological Institutes of the World” is also planned. The IXth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association to be organized by the Earth Sciences and Mining Division, Hungarian Academy of Sciences and the Vth Congress of the Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy by the Hungarian Geological Society have also been included in the centenary programme. A common desire of all these scientific bodies is to demonstrate the results of the Hungarian geologists and to gain new friends for this country.

In conclusion, we can state that the nation-wide geological investigations of our Institute were successful in 1966. The complex geological survey of several mountain and basin areas and the preparation of Hungary's geological outline map series are completed or just before completion. Engineering-geological mapping based on complex analyses is carried on in the Great Hungarian Plain and the Balaton Region. The compilation of the results of detailed geological investigations on geologic, subsurface-geologic, and prognosis maps and or in monographs has come gradually into the fore. This way, the analytical work that predominated in the last decade now is combined with synthesis and economico-geologic interpretation. An up-to-date scientific information system is being developed. The forthcoming centenary has a stimulating effect on all workers of the staff. Valuable scientific and practical achievements, contributing to the development of our science and to the welfare of our people, are aimed at.

DR. J. FÜLÖP
director

ОТЧЕТ О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА ЗА 1966 Г.

1 сентября 1966 г. исполнилось десять лет со дня, с которого Венгерский геологический институт в результате создания и консолидации промышленных геологических служб смог пойти по новому пути — по пути организации и решения задач, больше всего соответствующих характеру Института. Принятые в 1955 г. Геологическим Советом директивы были разработаны с учетом опыта прошедших после освобождения страны первых 10 лет, а также с учетом обусловленных новыми достижениями возможностей и требований даль-

нейшего прогресса. Все эти задачи были тогда возложены на новых руководителей Венгерского геологического института. После временного спада, вызванного контрреволюцией, с 1958 по сей день наш Институт смог осуществить правильно намеченную программу руководящих деятелей венгерской геологии:

1. Все усилия и средства Института были сконцентрированы на исследование важнейших для народного хозяйства горных массивов и бассейнов.
2. Искусственными обнажениями и геофизическими исследованиями были до необходимой глубины изучены намеченные площади, причем, отобранные образцы были разносторонне проанализированы в институтских лабораториях, которые были оснащены соответственно современным требованиям техники. Пробы анализировались в объемах, позволивших получить надежный фактический материал для крупномасштабного картирования.

Региональные геологические исследования, современным методом для которых послужили фациальные анализы, значительно продвинулись в перед в течение последних 8 лет и создали надежные базы для обобщений. Закончено составление большей половины рукописей намеченных геологических картосерий и объяснительных записок, а также составлены рукописи ряда обобщающих геологических работ. Несколько листов и объяснительных записок карт, а также несколько томов монографий уже вышло из печати. Начаты работы по экономической оценке геологии изученных районов; приступили к составлению карт и работ, посвященных прогнозам полезных ископаемых.

По состоянию на конце 1966 г. наши работы могут быть охарактеризованы следующим образом: для гор Мечек заканчивается составление детальной геологической картосерии; для Восточного Мечека закончено составление рукописей к 12 листам из намеченных 21 листа масштаба 1:10 000. В 1967 и 1968 гг. будут составлены и остальные листы и объяснительные записки. Была начата и подготовка к печати 10 000-ных листов для Западного Мечека, где картировочные работы также ведутся по разработанным нами инструкциям с участием работников Института (фиг. 1).

Каковы характерные черты новых листов крупномасштабных геологических карт? Они характеризуются прежде всего тем, что составление их осуществляется на точных и крупномасштабных топографических основах с использованием большого объема фактического материала, собранного как из естественных, так и искусственных обнажений. Геологи-съемщики систематически пользовались и пользуются результатами работ лабораторий, а также специалистов палеонтологов, стратиграфов, тектонистов, минералогов, петрографов и химиков. Кроме того, геологическое исследование районов, густо пронизанных продуктами вулканизма, могло опираться на результаты детальной магнетометрической съемки. Используемый для составления карт фактический материал превышает по объему фактические материалы всех до сих пор известных геологических карт нашей страны. Объяснительные записки охватывают все возможные исторические данные по геологическому изучению соответствующих площадей, а также данные изученных обнажений и горных выработок и результаты лабораторных анализов. К каждому листу прилагается коллекция

кернового материала и отобранных с дневной поверхности проб. Карты со снятыми четвертичными или четвертично-третичными отложениями, имеющие богатую тектоническую легенду, отображают глубинное геологическое строение земной коры, в то время как листы карты фактического материала обеспечивают проверку и усовершенствование листов геологической карты.

Наряду с листами крупномасштабной карты работы по комплексному геологическому изучению гор Мечек также вступили в стадию завершения: составлены геологические монографии триасовых и миоценовых отложений гор Мечек. С последней монографией связаны работы по минералогии и петрографии, споро-пыльцевым спектрам, макропалеонтологии, диатомовым водорослям, фораминиферам и моллюскам. Заканчиваются работы по изучению геологического строения, геохимии, минералогии и петрографии, а также споро-пыльцевых комплексов нижнелейасовой угленосной толщи. Закончена работа по обзору паннонских отложений, а также изучение моллюсков и остракод.

Для проделанной работы показательны разносторонность и комплексность исследований, а также коллективный характер работ. Специалисты Общегосударственного Горнорудного предприятия тоже внесли свой вклад в полученные результаты.

Предпринятые Институтом в 1966 г. в горах Мечек геологоразведочные работы были направлены на поиски каменного угля, для разработки открытым способом. Работы эти будут закончены и оценены в 1967 г.

Наряду с составлением крупномасштабных геологических карт, монографий и поисковыми работами в прошлом году широко развернулись работы по составлению обобщающих обзорных карт. При этом было начато составление геологической карты масштаба 1:25 000 для восточной части гор Мечек. Для надежной разработки прогнозов каменного угля был обобщен весь комплекс данных, касающихся угленосной толщи, и составлена была карта мощностей кровли угленосной толщи.

Что касается будущего геологических исследований в горах Мечек и их района, то после составления крупномасштабных геологических карт важнейшей очередной задачей будет, прежде всего, оценка практического значения всех исследований. Накопленный опыт по изучению района в полевых условиях, навык и специальная подготовка геологов съемочных партий обеспечивают хорошие условия для решения всех проблем с более или менее практическим уклоном, выходящих за рамки компетентности промышленных геологических служб Мечекского района или нерешаемых ими из-за отсутствия соответствующих специализированных кадров. В некоторых случаях для ускорения решения проблем могут быть привлечены институтские геологи к решению той или другой задачи местными организациями.

Задачи такого характера: изучение обнаруженных на сравнительно небольшой глубине отложений по предположению каменноугольного возраста, имеющих народно-хозяйственное значение, у с. Тэшень; исследование повышенных концентраций, наблюдаемых на границе перми с триасом; дополнительное углпетрографическое изучение угленосной толщи для познания геохимических и технологических особенностей угля; поиски ископаемых строительных материалов. Кроме того, изучение глубинного геологического строения гор

Мечек и сопредельных площадей также представляет собой крупное исследовательское задание.

В горах Баконь составление геологической карты осуществляется на листах масштаба 1:25 000. До сих пор закончены рукописи 5 листов. Однако, темпы работ оказались слишком медленными по сравнению с ростом народнохозяйственных запросов. Поэтому, в настоящее время делаются попытки для одновременного картирования в сравнительно одинаковых полевых условиях площадей 6 листов 25 000-ного масштаба между селами Угод и Уркут. При этом работы по всем фазам картирования делаются параллельно на всех этих площадях. Таким образом, первый обзор будет получен сравнительно быстро и, отвечая всем требованиям, предъявляемым к современному картированию, все эти работы будут привязаны к поисково-разведочным мероприятиям (фиг. 2).

Комплексное изучение геологии гор Баконь осуществляется с широким привлечением внеинститутских специалистов. В 1966 г. Венгерским геологическим институтом были опубликованы важные работы как Б. Геци: «Юрские амmonoидеи с. Чернье (горы Баконь, Венгрия)», часть I; Л. Штраус: «Эоценовые гастроподы из с. Дудар» и Й. Кокаи: «Геологическое и палеонтологическое изучение бурогольного бассейна Херенд-Марко». Закончена работа Й. Конда: «Седиментология лейасовых отложений гор Баконь». Составляется крупная работа по верхнемеловым и эоценовым отложениям. Они также осуществляются в сотрудничестве с внеинститутскими специалистами.

Намечено составление геологической карты гор Баконь и Балатонского нагорья в масштабе 1:100 000 с участием геологов Разведочного предприятия бокситовой промышленности и Мечекского горнорудного предприятия.

Заканчивается составление 25 000-ной геологической карты Северной Бакони со снятыми третичными отложениями с изогипсами мощностей кровли. Проводится комплексное изучение эоценовых отложений Северной Бакони и западной передовой зоны гор Вэртеш с уклоном на прогнозы полезных ископаемых. В данном районе ведутся широкие поиски бурого угля, исходя из предположения наличия дополнительных продуктивных угленосных зон дальше на СЗ, простирающихся более или менее параллельно эоценовой угленосной зоне на ЮВ. Считаю своим долгом подчеркнуть большое значение интенсивной поддержки, оказываемой нам директором Угольных шахт с. Балинка. Значительным вкладом в дело осуществления данных задач являются геоэлектрические и сейсмические работы сотрудников Геофизического института им. Лоранда Этвеша.

В прошлом году были начаты крупномасштабные инженерно- и гидрогеологические съемочные работы в районе оз. Балатон. Для решения проблем, связанных с охраной заповедников, региональным планированием, стройками и водоснабжением в данном, быстро развивающемся районе, в сотрудничестве с Предприятием по геодезии и грунтовой механике, Государственным геофизическим институтом им. Лоранда Этвеша, Географическим научно-исследовательским институтом Венгерской Академии Наук и Кафедрой геодезии Будапештского политехнического института составляется картосерия 100 000-го масштаба в следующих вариантах: 1. карта фактического материала, 2. карта геологическая, специальная, 3. карта для проектирования фундаментов, 4. карта гидрогеологическая, 5. карта гидрохимическая, 6. карта для проек-

тирования строительства с указанием предлагаемых способов заложения фундаментов.

Для Дорогского бассейна в сущности закончено геологическое картирование 12 000-ного масштаба с комплексным геологическим изучением района. Завершено монографическое обобщение геологических, минералопетрографических, углепетрографических и разносторонних палеонтологических исследований по эоценовым и олигоценовым отложениям. Из намеченных 17 листов карты в этом году будут закончены рукописи последних трех (фиг. 3).

В следующие годы основное внимание будет уделено составлению интерпретационной геологической картосерии масштаба 1:25 000 в пределах рассматриваемого района для прогноза прироста запасов эоценового бурого угля.

Заканчиваются поисковые работы на Ленчехедьской буроугольной площади. Данная вновь открытая угленосная площадь представляет собой важнейшее достижение в Дорогском бассейне, имеющее большое народно-хозяйственное значение. Кстати, я хочу подчеркнуть большое значение плодотворного сотрудничества нашего Института с Дорогским Трестом горнодобывающей угольной промышленности, которое развернулось в последние годы.

Благодаря предстоящему завершению комплексного геологического исследования Дорогского бассейна, были созданы предпосылки для расширения работ на площади сопредельных зон. Таким образом, проводится геологическая оценка зоны от Будапешта до западного борта бассейна Татабанья, причем, совместно подводятся итоги широких поисково-разведочных работ на уголь и бокситы в пределах данной зоны. Для полной экономической оценки района составляются 100 000-ные геологические и палеогеографические карты, а также карты глубинного геологического строения района.

Прежде чем перейти к рассмотрению работ, проведенных в горах Матра, я позволю себе отметить, что в настоящее время, в полном согласии с точкой зрения Геологического Совета, из всех горных районов мы считаем наиболее важным крупномасштабное, комплексное геологическое и геофизическое изучение Задунайского Среднегорья и что, на наш взгляд, благоприятно развивающееся сотрудничество нашего Института с отраслевыми промышленными организациями, научно-исследовательскими институтами и другими организациями будет успешно продолжаться и дальше и приведет к еще более значительным результатам.

В северной Венгрии систематические и детальные геологические исследования были до сих пор проведены в двух районах—горах Матра и Токай.

В горах Матра 10 000-ные геологосъемочные работы производились на топографической основе 1:5 000. Они закончены на всей площади массива (600 км²) за исключением 43 км². Из намеченных 29 листов масштаба 1:10 000 и объяснительных записок составлены рукописи 14 листов и записок (фиг. 4).

В отношении гор Матра можно отметить, что упомянутые геологосъемочные работы представляли собой первую крупномасштабную геологическую съемку, проведенную в данном районе. О чрезмерном увеличении детальности работ по сравнению со старыми съемками можно судить и по факту, что если на старой карте, составленной Й. Носки, было выделено всего 7 фор-

маций, то нашими геологами систематически картировалась 41 геологическая формация. Полный разрез вулканической толщи был пройден тремя скважинами (Ньирьеш, Дьёндёшороси, Чересньештетё).

Сотрудники занимающегося горами Матра исследовательского отдела Института проделали весьма эффективную работу при поисках полиметаллических руд. В процессе этих работ были оконтурены новые рудные жилы и рудоносные площади, и был достигнут прирост запасов руды в результате подземных работ при Речкском горнодобывающем предприятии. К сожалению, внезапная трагическая смерть начальника отдела д-ра А. Видача привела к временному прекращению этих работ.

Для Токайских гор также закончено более половины работ по составлению 25 000-ной картосерии и из намеченных 22 листов до сих пор завершены рукописи 12 листов (фиг. 5).

Научные результаты обобщаются в виде 200 000-ной обзорной геологической карты и принадлежащей к ней объяснительной записки. Последняя может также рассматриваться как первый вариант составляющейся монографии. При этом по-новому освещается тектоническая связь между Токайскими горами и окружающими их бассейнами, а также стратиграфические и палеогеографические условия вулканогенных и осадочных толщ.

В северной Венгрии также намечено изучение осадочных бассейнов. Разрабатывается программа широкого сотрудничества Института с геологами трестов горнодобывающей угольной промышленности и Общегосударственного геологоразведочно-бурового предприятия, а также с сотрудниками кафедры геологии Мишкольцского горного института. В этой связи, как в Боршодском районе, будут составлены комплексные геологические, и прогнозные карты, а также карта глубинного геологического строения для Ноградского района. Сотрудники Института будут участвовать в поисковых работах на бурый уголь. Намечено проведение тщательных геохимических, минерало-петрографических, углепетрографических, литологических и палеонтологических исследований для решения задач с практическим уклоном. Геологи Института будут, кроме того, участвовать в поисках промышленных месторождений песков глини и других полезных горных пород.

В процессе комплексного, крупномасштабного геологического изучения Большой Венгерской низменности в прошлом году было закончено обобщение результатов работ, связанных со съемкой Сольнокского листа геологической карты масштаба 1:100 000. Составляется картосерия из 15 вариантов в которых обобщается весь богатый фактический материал, представляющий собой надежную основу для решения таких практических заданий как региональное планирование, благоустройство местности, коммунальное развитие городов и сел, дренажные работы, гидротехнические сооружения, поиски на воду и прочие инженерно-геологические мероприятия.

Данные съемочные работы дают надежную основу для полного обзора четвертичных отложений Венгерской Народной Республики и для дробного стратиграфического подразделения этих отложений. Комплексная обработка скважины у с. Ясладань (950 м) является, с одной стороны, значительным вкладом в дело решения спорной проблемы границы между плейстоценом и плиоценом, с другой стороны, она способствует познанию строения верхнеплиоценовых («левантийских») отложений Венгрии и выяснению связи четвер-

тичной системы с верхнепаннонскими отложениями. Уточнение циклов седиментации позволит определить время, число и глубину опусканий в четвертичное время.

Одной из целей исследований является создание геологической основы для определения запасов и условий восполнения подземных вод. В связи с этим, были произведены гидродинамические измерения во вскрытых колонковым бурением и детально изученных водоносных горизонтах, а часть буровых скважин была превращена в специальные колодцы для наблюдения за колебаниями уровня подземных вод. Развитая в районе г. Сольнок сеть таких «наблюдательных колодцев» и, главным образом, Кендельская колодезная база, где изучаются условия напоров в 3 водоносных горизонтах, представляет собой первую на территории Большой Венгерской низменности экспериментальную базу, где неэксплуатационные колодцы используются для измерения естественных гидродинамических изменений.

В рамках крупномасштабного картирования Большой Венгерской низменности путем повторного анализа керновых проб глубоких скважин мы попытаемся изучить и литологический состав фундамента.

Проведенные до сих пор в нижнелейасовой угленосной толще геологические исследования показали заметно повышенные концентрации элементов даже в районе так называемой Северной чешуи.

Закончены поиски рассеянных элементов в эоценовых и олигоценовых отложениях Дорогского бассейна, причем подведены итоги полученных результатов. Были установлены места проявлений повышенных концентраций рассеянных элементов и обнаружена четкая приуроченность таких проявлений к определенным литофациям.

Поиски рассеянных элементов в миоценовых отложениях Жамбекского района и среднемеловых отложениях гор Баконь закончились отрицательным прогнозом. В Институте организовали специальный геологический фонд для хранения данных рассеянных элементов. К настоящему времени уже составлены карточки со всеми характерными данными 6000 образцов горных пород. Для подыскивания соответствующих данных введена система перфокарт. Кроме того, применяется и система карточек с краевой перфорацией.

Продолжались также и геомикробиологические исследования. Серия опытов, предназначенных для выделения содержания железа глин под действием микробов, иметь может практическое значение. По результатам предварительных опытов удалось за сравнительно короткий срок выделить 80% от общего содержания железа некоторых разновидностей глин. В связи с этим, рассматриваются возможности практического применения данного метода. Результаты разложения горных пород под влиянием бактерий и по связанному с этим процессом вырочному выщелачиванию железа имеют теоретическое значение с точки зрения генетики обогащения элементов. Выборочное выщелачивание железа может приобрести технологическое значение: например, для обогащения рассеянных элементов в горных породах.

В области 200 000-ной геологической съемки Венгерской Народной Республики работа до конца 1966 г. была закончена для 75% от общей площади страны. 7 листов уже напечатано (35% от общей площади страны), остальные листы частью находятся в стадии составления, частью уже подготовлены к

печати. Составлению подлежат уже лишь 9 листов (25% от общей площади страны) (фиг. 6).

До сих пор выпущено 6 объяснительных записок к карте масштаба 1:200 000. Уже готовы или будут скоро закончены рукописи 10 объяснительных записок. 9 записок еще подлежит составлению. По сравнению с первыми выпусками объяснительных записок, новые выпуски уже значительно богаче по содержанию. Изучение глубинного геологического строения на площади листа Кишкунхалаш (повторный анализ кернового материала) представляет собой первую нашу попытку выяснения литологического строения фундамента. Геологическая карта 200 000-ного масштаба и объяснительные записки к ней могут считаться современным синтезом региональной геологии Венгрии.

Помимо вышеперечисленных главных мероприятий были усовершенствованы и расширены работы геологического фонда, библиотеки и музея. Намечена организация широкой службы научно-технической информации для оказания помощи в работе геологов и других заинтересованных специалистов промышленных организаций. При этом будут непрерывно выпускаться рефераты публикаций, представляющие интерес для решения исследовательских и поисково-разведочных задач в нашей стране; краткие сводки исследовательских программ и полученных результатов, а также методические руководства и т. п.

До столетней годовщины со дня учреждения Венгерского геологического института осталось всего два года. Мы хотим отметить столетие Института организацией ряда международных научных мероприятий, чтобы сделать это событие незабываемым для всей венгерской геологической общественности. Кроме того, данный юбилей, как столетняя годовщина учреждения первого в Венгрии научно-исследовательского института, имеет большое значение и с точки зрения развития наук в нашей стране.

План предусмотренных для столетнего юбилея Института международных научных мероприятий разрабатывается уже давно. В прошлом году он был уточнен. В результате успешного завершения десятилетней научно-исследовательской программы сам Институт наш собирается отметить свой день рождения организацией «Дня Геологических Институтов Мира». Кроме того, Отделение наук о земле и горного дела Венгерской Академии Наук организует очередной IX. Конгресс Карпато—Балканской геологической ассоциации, Венгерское геологическое общество — V. Конгресс Комитета Средиземноморского неогена, стараясь тем самым способствовать успехам юбилея учреждения первого научно-исследовательского института Венгрии. Общая цель всех этих мероприятий — добиться широкого признания достижений венгерской геологии и найти новых верных друзей нашей родины.

Резюмируя обзор деятельности Венгерского геологического института, мы можем сделать вывод, что в 1966 г. работники нашего Института успешно выполнили свои задания. Закончено или заканчивается комплексное, крупномасштабное изучение геологии ряда горных районов и бассейнов, а также составление обзорной геологической картосерии страны. На территории Большой Венгерской низменности и в районе оз. Балатон проводятся инженерно-геологические съемочные работы, основывающиеся на разностороннем изучении вещественного состава и физико-механических свойств пород. Обобщение результатов крупномасштабных геологических исследований и съе-

мок, в том числе составление карт литолого-фациальных, карт глубинного геологического строения, карт прогнозов и такого же рода текстовых работ постепенно выступает на передний план деятельности Института. Тем самым сочетаются большей частью аналитические работы прошлого десятилетия геологическим синтезом настоящего времени для оценки народно-хозяйственного значения полученных результатов. Разрабатываются условия применения современной системы научно-технической информации, предназначенной для того, чтобы опубликованные достижения геологических исследований за рубежом и в нашей стране стали достоянием всей геологической общественности. Предстоящий столетний юбилей побуждает всех работников Института к тому, чтобы во время юбилейных мероприятий были продемонстрированы значительные научные и практические достижения, способствующие развитию нашей родной науки и улучшению благосостояния нашего народа.

Д-р Й. ФЮЛЁП
директор Института

A MECSEK HEGYSÉG RÉSZLETES ÉS ÁTFOGÓ FÖLDTANI VIZSGÁLATA AZ ÖSSZEFOGLALÁS SZAKASZÁBAN

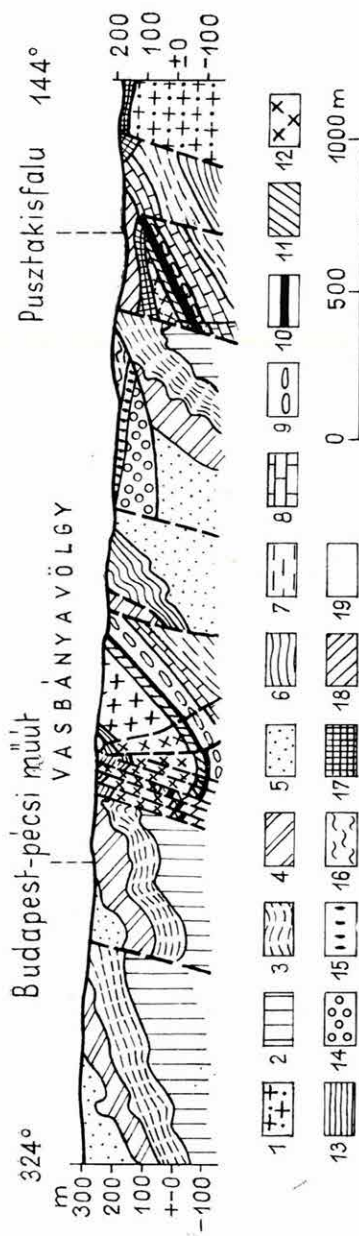
Írta: HETÉNYI RUDOLF

Térképszerkesztés és -kiadás. A K-i Mecsek részletes földtani újratérképezése, amelyet a M. Áll. Földtani Intézet a Kutatási Tanács határozatára 1958-ban indított meg, befejező szakaszába jutott. A részletes terepi felvétel, mely az összes természetes feltárást érintette, az egész területen befejeződött. A részletes földtani térképezés követelményeinek kielégítése, a nagy vastagságú összletek tagolása és a bonyolult hegységszerkezeti viszonyok felderítése érdekében jelentős mennyiségű mesterséges feltárást és fúrást kellett létesítenünk és sokoldalú, részletes anyagvizsgálatot kellett végeznünk. Ezeket a munkákat 1967-ben a K-i Mecsek térképlapjai közül az utolsókön végezzük el. A tervezett 21 térképlap közül 10 szerkesztése befejezést nyert, melyekből 6 már nyomtatásban is megjelent. Az előkészítő munka előrehaladása lehetővé teszi, hogy 1967-ben további 7 térképlap kéziratát zárjuk le, s így 1968-ban a fennmaradó 4 lap megszerkesztésével a K-i Mecsek részletes térképsorozatának szerkesztését befejezhetjük. Mivel 1967-ben már az utolsó lapok területének mesterséges feltárásai készülnek, a földtani képződmények tagolását és fő kifejlődési területeik összehasonlítását pedig kielégítően befejeztük, az év végére a K-i Mecsek új 25 000-es földtani térképét is elkészítjük.

A földtani térképezés legfontosabb eredménye a részletes és pontos ábrázolás, amely nemcsak a terepen mérhető és észlelhető földtani adatokra terjed ki, hanem az anyagvizsgálati célú mintagyűjtés, sőt az ősmaradványgyűjtés helyeire is. A 10 000-es méretarányban nem ábrázolható részleteket, továbbá a feltárások és fúrások szelvényeit az egyes térképlapokhoz tartozó alapadat-gyűjtemények tartalmazzák. A földtani adatok pontos ábrázolásával készült földtani térképek a területen minden további földtani munka alapjául és kiindulásul szolgálhatnak.

A részletes földtani térképeken pontosan kirajzolódik a péc—komlói alsóliász kőszénvonulat és fedőképződményének lefutása. Ennek alapján voltak kijelölhetők a külfejtéses feketekőszénbányászat szempontjából még kutatásra érdemes területek.

Nagyon érdekes és a feketekőszén-prognózis szempontjából lényeges a hegység DK-i, erősen fedett területének az új térképek szerkesztésének kapcsán nyert részletes hegységszerkezeti megismerése. Ezzel tisztázódott a korábban már fúrásokkal is kutatott pécsvárad, mecseknádasdi, apátvarasdi és ófalui kőszénterületek szerkezeti felépítése, kiterjedése, egymáshoz és a művelés alatt álló feketekőszén területekhez való viszonya. Jól szemlélteti a DK-i terület felépítését a zengővárkonyi Vasbányavölgyön és Pusztakisfalun keresztül szerkesztett földtani szelvény (1. ábra).



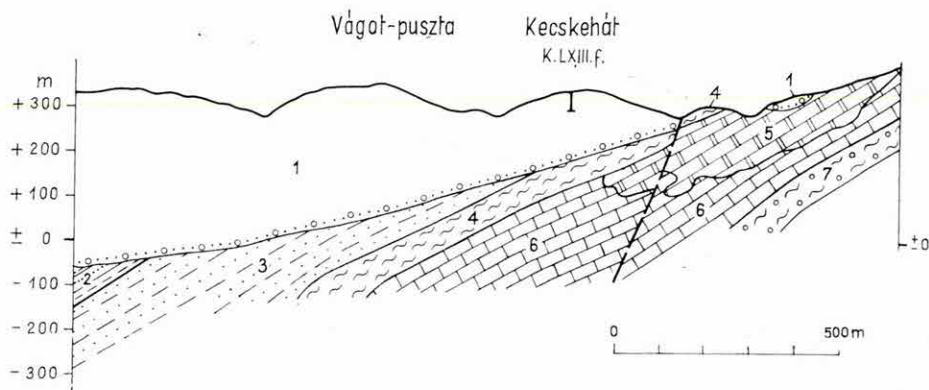
1. ábra. Az apátvárosi terület szelvénye

1. Migmatit, 2. felsőszénmuri kőszénföldi összlet; 3–7. középsőliász rétegszakaszok: 3. első, 4. második, 5. harmadik, 6. negyedik és ötödik, 7. hatodik; 8. alsódógger krinoidos mészkő, 9. középső- és felsődógger, 10. malom, 11. berriász, 12. alsókréta alkálidolom, 13. haiterivi; 14–16. helyi összletek: 14. szárazföldi, 15. limnikus, 16. halpikkelyes; 17–18: tortonai; 17. lajta összlet, 18. barnakőszéntelepes összlet; 19. pannóniai

Рис. 1. Разрез Апатваршдской области

1. Мигматит, 2. верхнесиенморская кровля угленосной толщи; 3–7. среднеясысове горизонты: 3. первый горизонт, 4. второй, 5. третий, 6. четвертый и пятый, 7. шестой; 8. нижнедóггерский криноидовый известняк, 9. средний и верхний дóггер, 10. малым, 11. берриас, 12. нижнемеловой шелочной диабаз, 13. готеривский ярус; 14–16. геляетские свиты: 14. терригенные осадки, 15. лимнические осадки, 16. осадки с чешуями рыб; 17–18. тортон: 17. свита «Лейта», 18. буроугольная толща; 19. паннон

A művelhető mélységben feketekőszén-tartalmazó vasas—hosszúhetényi antiklinális ÉK felé tovább követhető és ehhez kapcsolódik a pécsváradi, a Mecseknádasd-déli és az Ófalu-nyugati feketekőszénterület. Az ettől DK-re levő szinklinális fiatalabb júra és alsókréta képződményeket is tartalmaz, a zengővárkonyi vasércel. Az újabb antiklinális után ismét fiatal mezozoos képződményeket tartalmazó szinklinális következik, Pusztakisfalunál és Apátvarasd-nál hematitos vasércel. Végül a kristályos alaphegységgel érintkezik az apátvarasd—ófalui antiklinális. Pusztakisfalunál, a kristályos alaphegységgel való szerkezeti érintkezés miatt ennek csak északi szárnya van meg, Ófalunál azonban már teljes szélességében ismert.



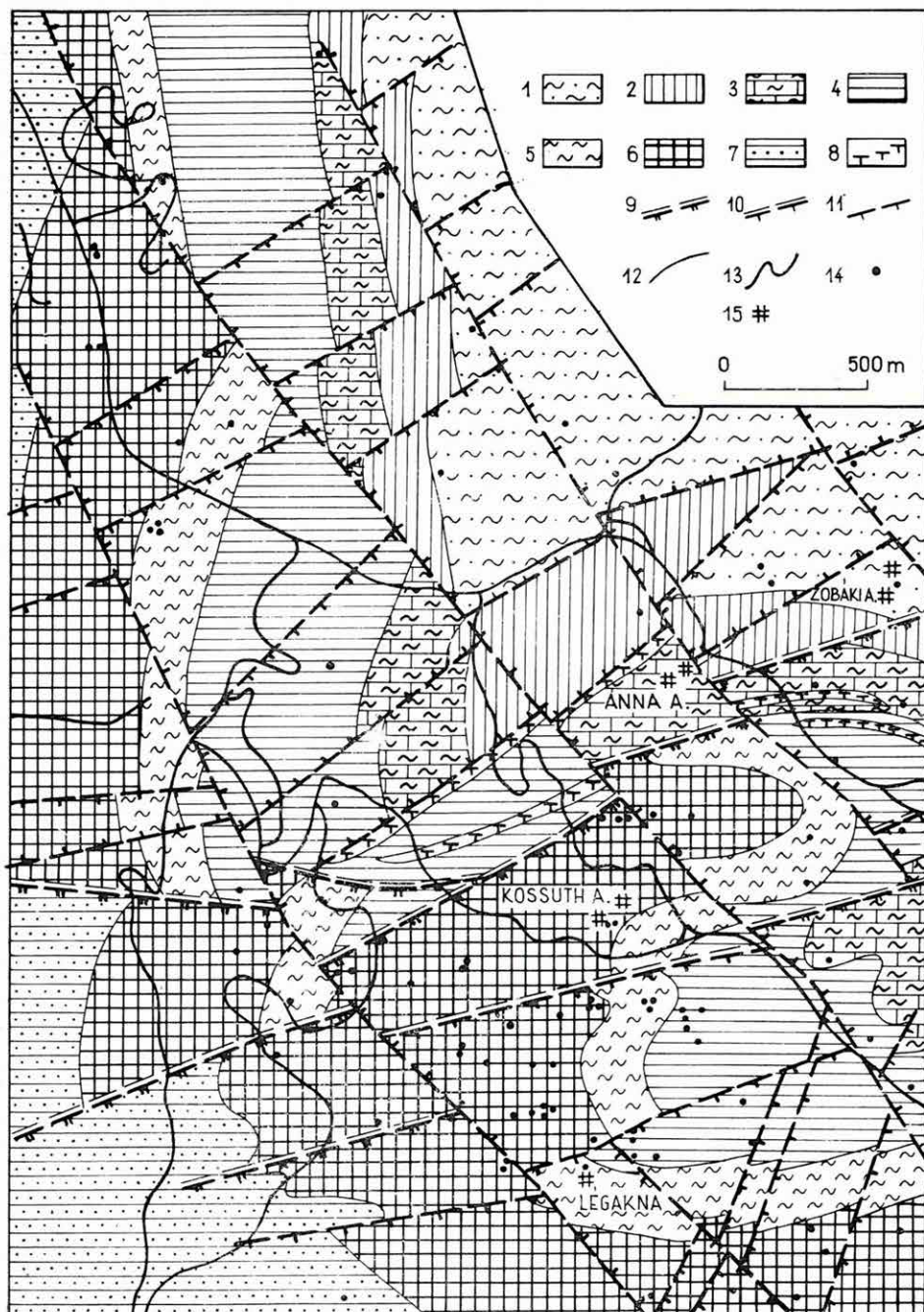
2. ábra. A Vágot-pusztai reménybéli feketekőszénterület szelvénye. (Szerkesztette: NAGY E.)

1. Helvétii általában, 2. alsóliászi kőszénösszet, 3. felsőtriász homokkőösszet, 4. ladinii képződmények, 5. felsőanizuszi dolomit, 6. felsőanizuszi mészkő, 7. középsőanizuszi biogén mészkő, 8. vető

Рис. 2. Разрез перспективной на каменный уголь площади района хутора Вагот (составил Э. Надь)

1. Гельвет, 2. нижелейасовая угленосная толща, 3. верхнетриасовая песчаная толща, 4. ладинские отложения, 5. верхнеанизийские доломиты, 6. верхнеанизийские известняки, 7. среднеанизийские биогенные известняки, 8. сброс

A vasasi és mánfai terület térképezése kapcsán két új eredmény érdemes az említésre. Az egyik a Vágot-pusztai új reménybéli feketekőszén terület. Ezen a területen a régebbi térképeken egységesen anizuszi képződmények szerepeltek, a részletes térképezés azonban az anizuszi emelet egyre fiatalodó tagjait, végül a trigonoduszos mészkőre következő ladinii képződményeket mutatta ki (2. ábra). Így további É-i dőlést feltételezve, Vágot-pusztától ÉK-re helvétivel takart alsóliászi képződmények valószínűsíthetők. A másik említésre méltó eredmény ezen a területen a — még további vizsgálatot igénylő — 6 m vastagságban megismert vulkáni képződmény, mely biztos ladinii fekvő és fedő közt helyezkedik el. A Komló környéki feketekőszén területéről szerkesztett mélysíntvonalas mezozoos alaphegység-térképről leolvasható a liász kőszénösszet elhelyezkedése és segítségével kijelölhetők a bányáskodásra alkalmas terület pontos lehatárolását lehetővé tevő fúrások (3. ábra). Jól kirajzolódik a térképen a „Komló Ny”-i perspektivikus kőszénterület is. A János-pusztai környéki részletes térképezés fényt derített a Komló Ny-i kőszénterület harmadidőszaki képződményekkel fedett ÉNy-i folytatásának várható helyé-



re is. Ez a fiatal mezozóos képződményekkel kitöltött szinklinális ÉNy-i, antiklinálisba forduló szárnyának rétegdőléseiből szerkeszthető.

A földtani képződmények részletes és átfogó vizsgálata. A triász összlet és a harmadidőszaki képződmények már korábban elkészült monográfiái után 1966-ban az alsóliászi kőszénösszlet vizsgálata is befejeződött.

Az ásvány—kőzettani és a fáciesviszonyok, valamint a palynológiai jellemzők határozott változása alapján kijelölhető a triász—jura határ, az alfa telepek fekvésében. Az összlet fáciescsoportjainak sorrendje következetesen azonos a pécsi, a komlói és az északi medencerezsekben. Ez teszi lehetővé a tagolást és a távolabbi azonosítást. A középső és felső telepcsoport határán jelentkező, a faunaképpel egybehangzó fáciesváltozás a hettangi és a szinemuri emelet határát jelöli ki. A kőszénösszlet ásvány—kőzettani és geokémiai jellemzőinek regionális vizsgálata egyértelműen arra utal, hogy a kőszénösszlet egykori üledékgyűjtőjét környező lehordási területek anyaga elsősorban granitoid, másodsorban metamorf képződményekből állt. Az anyagszállítás zömét északról származtatjuk. Az üledékgyűjtő rész aránytalan süllyedéséről és a déli, triász mészkő és dolomit anyagú partvonal abráziós jellegéről kialakult elképzelés nyomán valamennyi megfigyelési adat arra ösztönöz, hogy az üledékgyűjtő közvetlen tengeri összeköttetését K felé, az Apuseni hegység és a Bánát liászi területei felé keressük.

A teleptani részben a bányaműveléssel és fúrásokkal feltárt terület egységek részletes bemutatása mellett helyet kap a kőszénösszlet gazdaságföldtani értékelése és prognózisa is. A prognosztikus készletek részletes ismertetésén túlmenően a feketekőszén minőségi mutatóinak területi változásaiban felismert törvényszerűségek a technológiai prognózis lehetőségét is megteremtették.

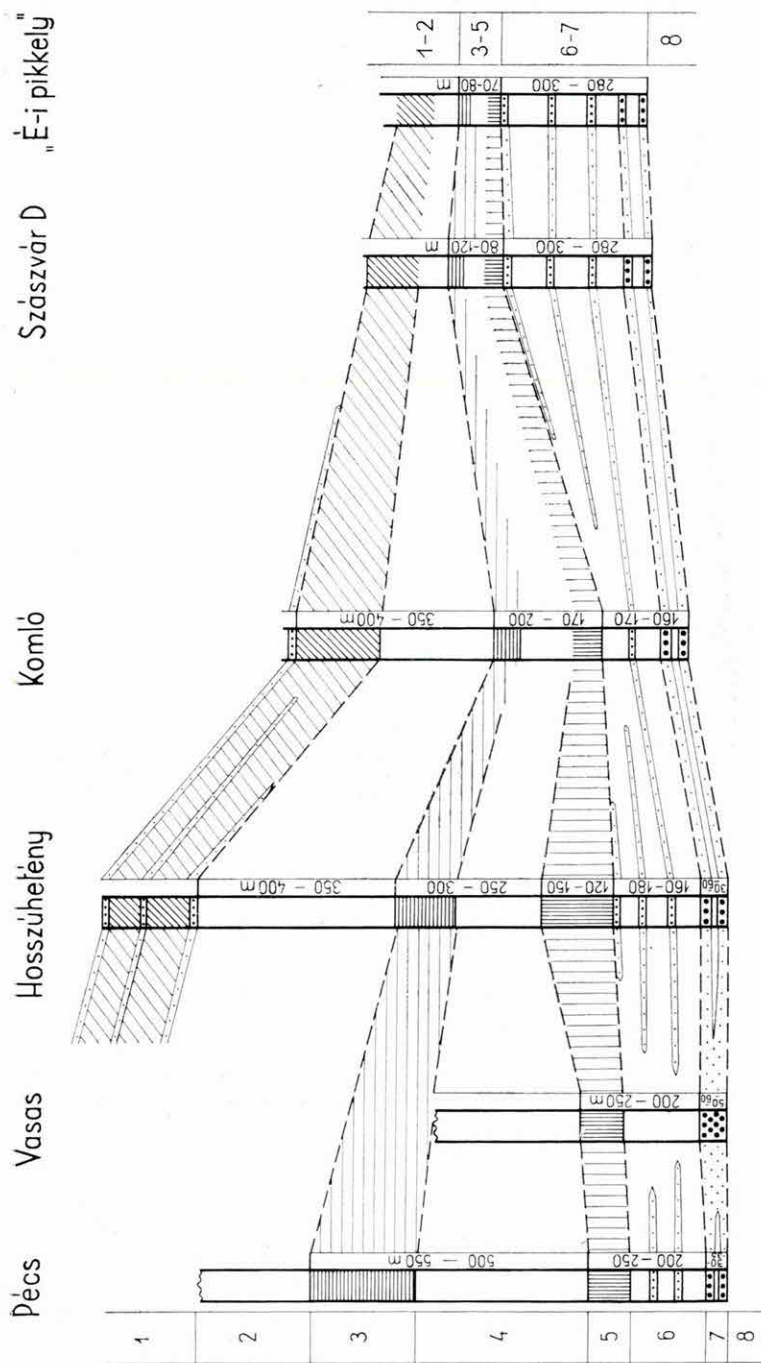
A monográfia őslénytani kötetében kerülnek először rétegtani sorrendben tárgyalásra a kőszénösszlet ősmaradványai. A spóra—pollen együttesnek egy-egy kiválasztott telepen eszközölt szelvényeszerű vizsgálata a telep fejlődéstörténetének növénytani vetületét adta. Figyelemre méltó, hogy a telepek nagyrésze a kiszáradó lép → sekélyláp → kiszáradó lép fejlődési sorrend helyett csak a regresszív sort mutatja, azaz az alsó részüktől felfelé csak a sekélyláp → kiszáradó lép sor nyomozható.

Az alsóliászi kőszénfedő összlet (felsőszinemuri) hat rétegcsoportra való felosztása — elsősorban a pécs—hosszúhetényi szelvények alapján — már az előző években megtörtént. FÖLDI M. múlt évi vizsgálatai tisztázták e rétegösszlet fő kifejlődési területeit az egész hegységen belül (4. ábra). Az összlet 50—60 m vastag homokkő tagozattal indul, mely a kőszénösszlet oszcilláló, időnként szárazulatot jelző paralikus—mocsári képződményeivel szemben már tengerben képződött, bár az oszcilláló mozgás nyomai ebben is, sőt a fokozatos mélyülést jelző fiatalabb

3. ábra. A komlói terület neogén alatti alaphegységének térképvázlata. (Szerkesztette: FÖLDI M.)

1. Homokkőpados márga, 2. foltos márga—mészmárga (1—2. pliensbachi), 3. foltos mészmárga, 4. agyagmárga—márga és mészmárga, 5. homokkőpados gryphaea márga és homokkő (3—5. felsőszinemuri), 6. hettangi—alsószinemuri kőszénösszlet, 7. felsőtriász homokkő és palás agyag, 8. alsókreta alkáldiabázis telérek, 9. „É-i rátolódás”, 10. „D-i főtető”, 11. vető, 12. képződményhatár, 13. műutak, 14. fúrás helye, 15. akna helye

Рис. 3. Картограмма поднеогенового фундамента района г. Комло. (Составил: М. Фельди)
1. Мегрели с песчаными пластинами, 2. пятнистые мегрели — известковые мегрели (1—2. плинсбах), 3. пятнистые известковые мегрели, 4. глинистые мегрели—чистые мегрели и известковые мегрели, 5. мегрели с прослоями песчаников и с Gryphaea и песчаники (3—5. верхний синемюр), 6. геттанжско—нижнесинемюрская угленосная толща, 7. верхнегриясовы песчаники и сланцеваты глины, 8. нижнемеловые дайки щелочных диабазов, 9. «надвиг С», 10. «Главный сброс Ю», 11. сброс, 12. граница формации, 13. шоссе, 14. место скважины, 15. место шахты



4. ábra. A Mecsek hegységi felszínemuri öszlet kifejlődési területeinek összehasonlítása. (Szerkesztette: Földi M. 1967)

1. Plinthische pátinó-izvesztovityak mergetei, 2. pátinó-izvesztovityak mergetei, 3. pátinó-izvesztovityak mergetei, 4. pátinó-izvesztovityak mergetei, 5. pátinó-izvesztovityak mergetei, 6. pátinó-izvesztovityak mergetei, 7. pátinó-izvesztovityak mergetei, 8. pátinó-izvesztovityak mergetei

Рис. 4. Сопоставление площадей развития верхнесинемурской свиты гор Мечек. (Составил: М. Фельди, 1967 г.)

1. Плинthische патино-известковитых мергелей, 2. патино-известковитых мергелей, 3. патино-известковитых мергелей, 4. патино-известковитых мергелей, 5. патино-известковитых мергелей, 6. патино-известковитых мергелей, 7. патино-известковитых мергелей, 8. патино-известковитых мергелей

tagozatokban is kimutathatók. E homokkő-tagozat fölött 150–160 m vastagságban a homokkőpados gryphaeás márga tagozat települ. A *Liogryphaea obliqua* ebben fordul elő utoljára. Erre a tagozatra települnek a coelostylinás agyagmárga, a mészmárgapados márga és a mészmárga tagozatok 400–450 m, sőt Pécssett 500–550 m összvastagsággal. A legfelső, hatodik tagozat, az *Echioceras raricostatum* és *Arnioceras* cfr. *tardecrens* tartalmú, 300–350 m vastag foltos mészmárga.

A komlói kifejlődési területen az ún. „fedőhomokkő” összlet vastagsága 120 m, azonban a gryphaeás márga összletet nem zárja le a legfelső homokkőpad, hanem azon 50–60 m-rel túlterjed. Így a homokkőtagozat és a homokkőpados gryphaeás márga tagozat együttes vastagsága itt is eléri a 160–170 m-t. A pécs–hosszúhetényi területen olyan jól elkülöníthető coelostylinás agyagmárga, mészmárgapados márga és mészmárga tagozatokat itt egységes, felfelé fokozatos karbonáttartalom növekedést mutat, mintegy 300 m vastag márgaösszlet helyettesíti. E fölött 300–400 m vastagságban egy gyengén, majd felfelé erősebben foltos márga-, mészmárgaösszlet következik, amelyen belül van az alsó- és a középsőliász határa.

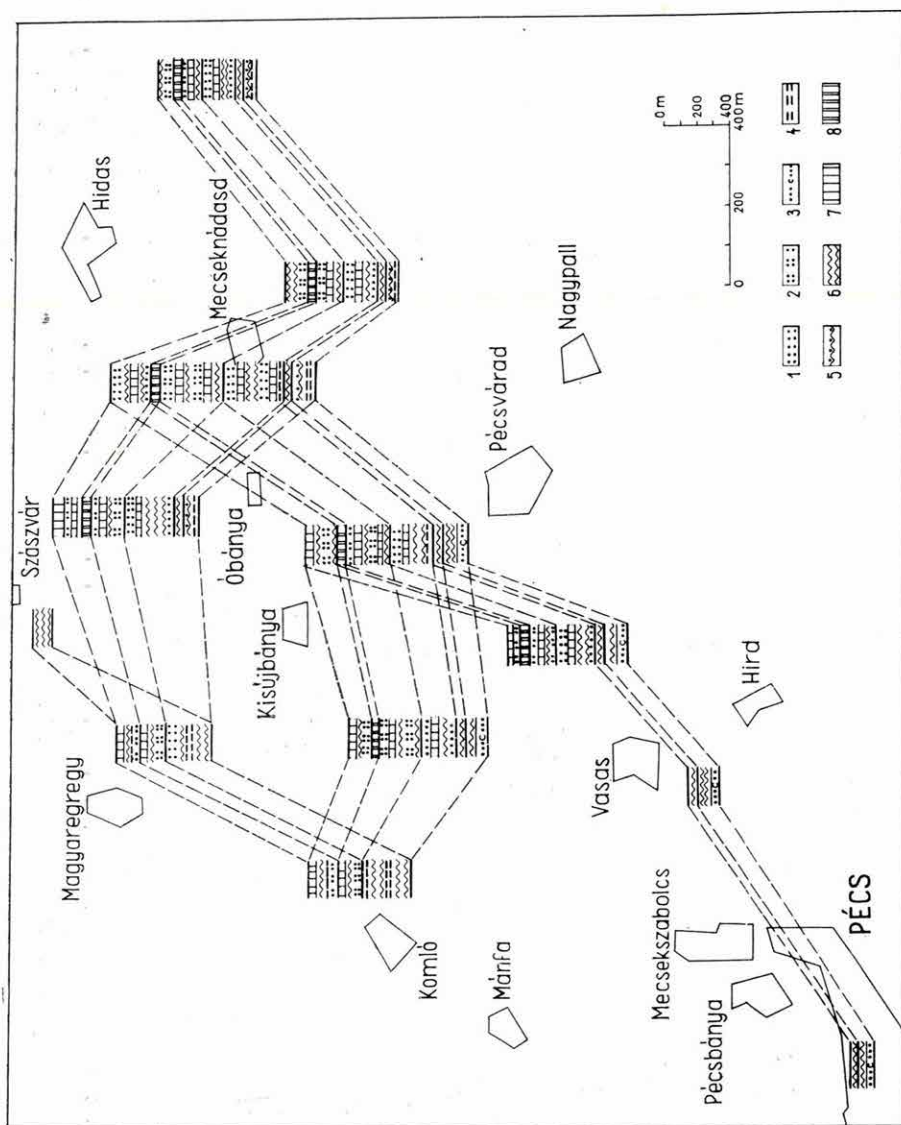
Az ófalui kifejlődési területen a pécs–hosszúhetényi és a komlói területről ismert homokkőrétegeket krinoideás, brachiopodás, pectenés, homokos, agyagzárványos mészkő, a gryphaeás agyagmárgát és márgát pedig nagy részben gryphaeás, meszes aleurolit helyettesíti.

A mecseknádasdi terület rétegsora átmeneti helyet foglal el a pécs–hosszúhetényi és az ófalui kifejlődés között.

Az É-i pikkely területén a kőszénfedő összlet 35–50 m vastagságú, néhány agyagmárga-csíkkal, -lencsesorral megszakított homokkő tagozattal kezdődik, erre 120–150 m vastagságban homokkőpados gryphaeás márga települ. A coelostylinás agyagmárga, a mészmárgapados márga és a mészmárgatagozatok képviselésében, 90–110 m vastagságú, felfelé növekvő karbonáttartalmú márgarétegsort találtunk.

A kőszénfedő összlethez hasonlóan alakult a középsőliász képződmények vizsgálata is. Az összlet vertikális tagolása után megtörtént a fő kifejlődési területek jellemző rétegsorainak összehasonlítása, melyre feltétlenül szükség van a liász ősföldrajzi térképeinek megrajzolásához (5. ábra).

A legteljesebb a Zengő-vonulat Mecseknádasd és Zengővárkony körüli kifejlődése. Itt alszakaszokra is felosztható módon, teljesen kifejlődött az összlet tagolásánál alkalmazott hat üledékképződési szakasz. Az üledékösszlet teljes vastagsága meghaladja az 1000 m-t. Ebben a kifejlődésben találhatók az egész mecseki középsőliász legdurvább törmelékes elegyrészei, a harmadik üledékképződési szakasz kis üledékképződési ütemeinek nyitótagjaiként, de ebben a kifejlődésben van a legtöbb homokkőréteg is. Ettől a kifejlődéstől mind Óbánya, mind Hosszúhetény, mind pedig a DK-i peremterület felé vékonyodik és kisebb kőzetösszetételi változásokat is mutat. További vastagságcsökkenést és törmelékfinomodást figyelhetünk meg a Hosszúhetény déli, különösen pedig a hirdi és a pécsi kifejlődésben. Utóbbi kettőben a középsőliász fiatalabb üledékszakai egyáltalában nem ismeretesek, feltételezhető, hogy nem is fejlődtek ki. Lényeges eltérés tapasztalható a Zengő-vonulat és a komló–nyárádi kifejlődés között. Legszembetűnőbb az, hogy a Zengő-vonulatban legvastagabb rétegtagként szereplő harmadik üledékszakas jellemző üledékképződési ütemei Komlón alig ismerhetők fel. Itt a középsőliász rétegsor az alsőliász foltosmárga rétegekből kifejlődő, vékony meszes aleurolit és finomhomokkő réteggel megszakított, kőzetlisztes foltos márgával kezdődik. Ezt a 250–300 m vastag-



5. ábra. A középőslás kifejlődési területek általánosított rétegsorai

1. Homokkő, 2. tüzköves homokkő, 3. erdőideás homokkő, 4. meszes aleurit, 5. homokkőleves marga, 6. kőzetlisztes marga, 7. mészkő, 8. erdőideás mészkő

Рис. 5. Сводные разрезы разных площадей развития среднелессовых отложений

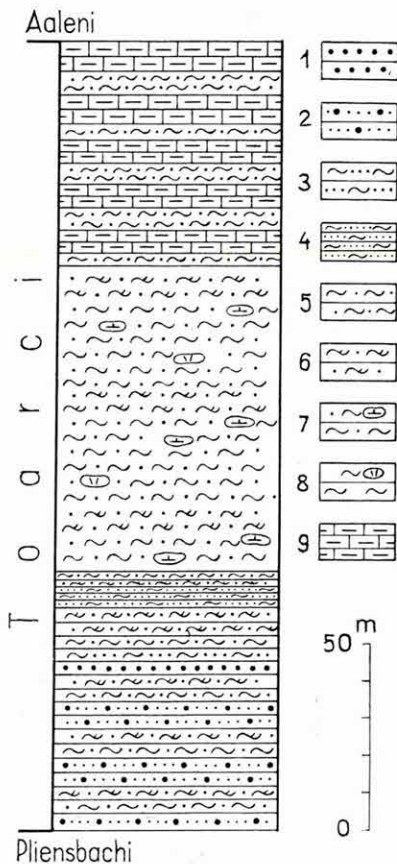
1. Песчаник, 2. кремнистые песчаники, 3. криноидные песчаники, 4. известковые алеолиты, 5. мергели с линзами песчаников, 6. алевитные мергели, известковые мергели, 7. известняк, 8. криноидные известняки

ságban kifejlődött rétegesoportot, melyben felfelé haladva a homokkő az aleurolit közbetelepülések egyre gyakrabban jelentkeznek és egyre vastagabbakká válnak, tekinthetjük a középsőliász üledékösszlet első, második és harmadik üledékszakasza megfelelőjének. E fölött a negyedik üledékképződési szakasz alsó részére jellemző képződmények következnek. A negyedik üledékszakasz felső részére jellemző hullámos rétegfelszínű, lencses, crinoideás kőzetek Komlón nem lépnek fel, s az ötödik szakaszra jellemző crinoideás mészkő sem ismeretes. A hatodik szakasz üledékei, kisebb vastagságban ugyan, mint a Zengő-vonulatban, de ahhoz hasonlóan fejlődtek ki.

Az É-mecseki pikkelyes terület kifejlődése eltér az összes többi kifejlődéstől. Az összlet teljes vastagsága itt alig haladja túl a 100 m-t. A kevés, rossz feltárás és néhány mélyfúrás alapján megállapítható, hogy a homokkő teljesen hiányzik, az egész középsőliász összletet foltos, kőzetlisztes márga és mészmárga képviseli.

A felsőliász z rétegösszletet a rékavölgyi és a farkasárki szelvények alapján négy jól megkülönböztethető, de éles határral el nem választható rétegesoportra osztottuk (6. ábra). Ennek az elkülönítésnek az alapja, a középsőliász rétegösszlet tagolásához hasonlóan, nem elsősorban a megjelenő egyes kőzetfajták különbözősége, hanem a több rétegből felépített kis üledékképződési szakaszok (ütemek) megkülönböztetése. A módszer a részletes térképezésnél is alkalmazható. Kőzetlisztes márgával váltakozó márgás aleurolittal indul az üledéksor, melyek közé ritkán homokkőrétegek települnek. A második üledékszakasz legjellemzőbb kőzete a leveles, palás elválású márgás aleurolit, mely kőzetlisztes márgával és mészmárgával váltakozik. A harmadik szakaszban vastag márga és agyagmárga rétegek mészmárga rétegekkel váltakoznak. Itt gyakoriak a nagy crinoideás, pirites mészkőgumók. A negyedik szakasz kőzetlisztes márgából és foltos, agyagos mészkőből áll.

Hasonló módon a középsőliász alsó emeletét, az aalenit két szakaszra, a bajóci emeletet pedig három szakaszra lehet osztani. Mindez a felosztás a részletes térképek szerkesztésénél és a hegység szerkezeti elemek pontos kimutatásánál nélkülözhetetlen.

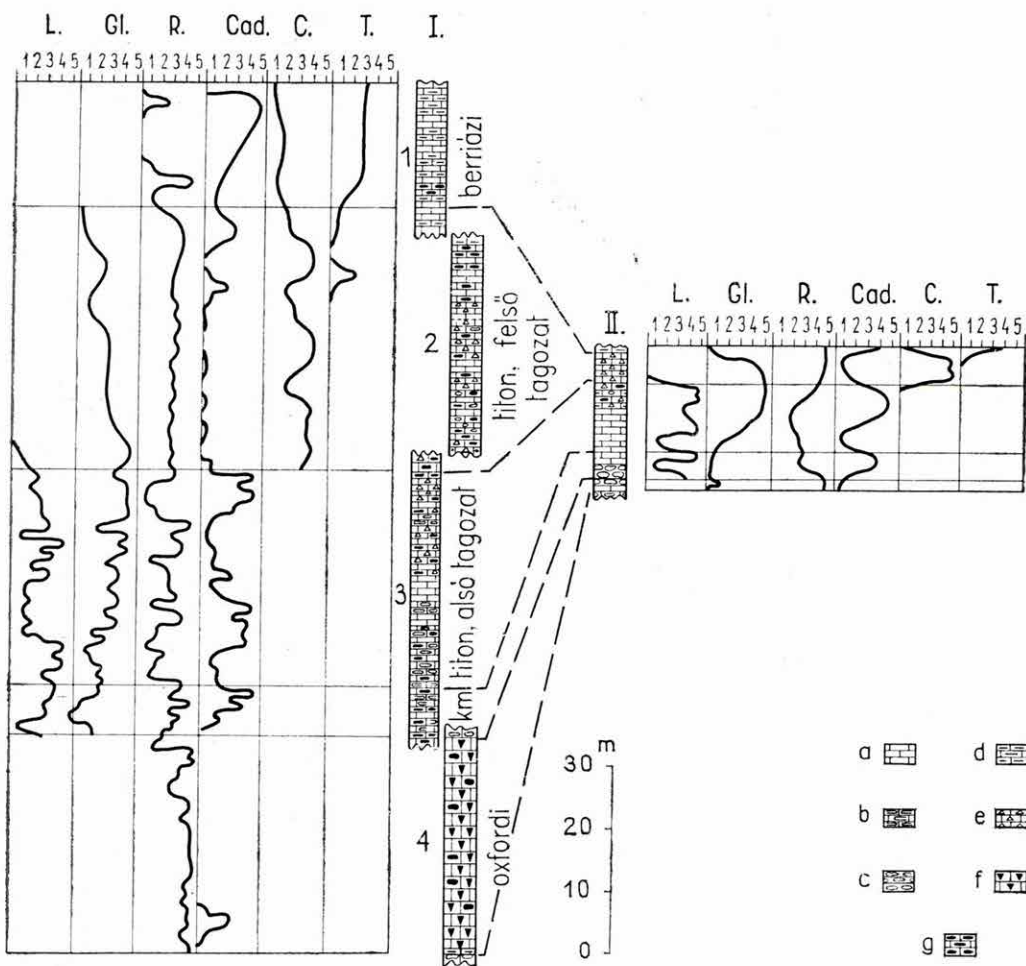


6. ábra. A mecseki felsőliász rétegösszlet általános rétegszelvénye

1. Meszes homokkő, 2. meszes, homokos aleurolit, 3. erősen homokos márga, 4. leveles elválású, márgás aleurolit, 5. kőzetlisztes márga, 6. kőzetlisztes mészmárga, 7. mészkőlencses márga, 8. márga, crinoideás mészkőlencsékkel, 9. agyagos mészkő

Рис. 6. Общий разрез Мечекской верхнеялайской толщи

1. Известковистые песчаники, 2. известковистые песчаные алевролиты, 3. сильно песчаные мергели, 4. мергелистый алевролит листовой отделимости, 5. алевролитистые мергели, 6. алевролитистые известковистые мергели, 7. мергели с линзами известняков, 8. мергели с линзами криноидовых известняков, 9. глинистые известняки



7. ábra. A Központi- és a Déli terület felsőjura rétegsorának és mikrofaciéseinek összehasonlítása. (Szerkesztette: NAGY I.)

A rétegsorok jelmagyarázata: I. KÖZPONTI TERÜLET: 1. Komló LIX. sz. fúrás, 2. Magyaregregy DNy, 3. Kisújbánya K, 4. Komló XLIV. sz. fúrás; II. DÉLI TERÜLET (Zengővárkony, Mészkemencék kőfejtősor). a = mészkő, b = hullámos—gumós mészkő, c = gumós mészkő, d = agyagos mészkő, e = autigénbreccás mészkő, f = kovás mészkő, g = tűzköves mészkő. *A mikrofaciész-görbék jelmagyarázata:* L = Lombardia, G = Globochaeta, R = Radiolaria, Cad = Cadosina, C = Calpionellidae, T = Tintinnopsellidae; 1: nagyon kevés, 2: kevés, 3: közepes mennyiségű, 4: sok, 5: nagyon sok (a mennyiségi arányok csak egyazon ősmaradvány-csoporton belül érvényesek)

Рис. 7. Сопоставление верхнеюрской толщи и микрофаши центральной и южной областей. (Составил: И. Надь)

Легенда толщ: I. Центральная область: 1. Скважина Комло LIX., 2. Малярегредь Ю—З, 3. Кишуйбана В, 4. Скважина Комло XLIV.; II. Южная область (Зенгёварконь, карьеры «Мескеменцек»). a = известняки, b = волнистые—жельвачные известняки, c = жельвачные известняки, d = глинистые известняки, e = известняки с автигенными брекчиями, f = кремнистые известняки, g = роговиковые известняки. *Объяснение кривых микрофаши:* 1: очень мало, 2: мало, 3: среднее количество, 4: много, 5: очень много (количественные соотношения действительны только в пределах одной и той же группы ископаемых организмов)

A mészkő kifejlődésű felső jura emeleteinek elhatárolása, azok biztos felismerése és követése, helyes térképi elkülönítése a makroszkópos megfigyelésekből megállapítható litológiai jellegek alapján nem volt megbízható. Nagy I.-nak az elmúlt években végzett üledékföldtani-, mikrofácies- és mikropaleontológiai módszerrel végzett vizsgálatai lehetővé tették az egyes emeletek (esetenként emeleten belüli szintek) elhatárolását, a képződmények megbízható meghatározását. Lehetővé vált, hogy néhány réteget feltáró kis kibúvásból vagy pár cm-es fúróanyagmintából — még jelentős litofácies eltérés mellett is — megállapíthassuk a képződmény rétegtani helyét. A vizsgálatok megoldották az egyes kifejlődési területek vastagságban, litológiai felépítésben erősen eltérő rétegsorainak párhuzamosítását. A 7. ábra a hegység két leginkább elütő faciesterületének összehasonlítását mutatja be. A „Déli területet” az ábrán a zengővárkonyi alapszelvény képviseli, a „Központi terület” (kisújbanyai periszinclinális) rétegsorát a szerkezeti és feltárási viszonyok folytán részletszelvényekből állítottuk össze.

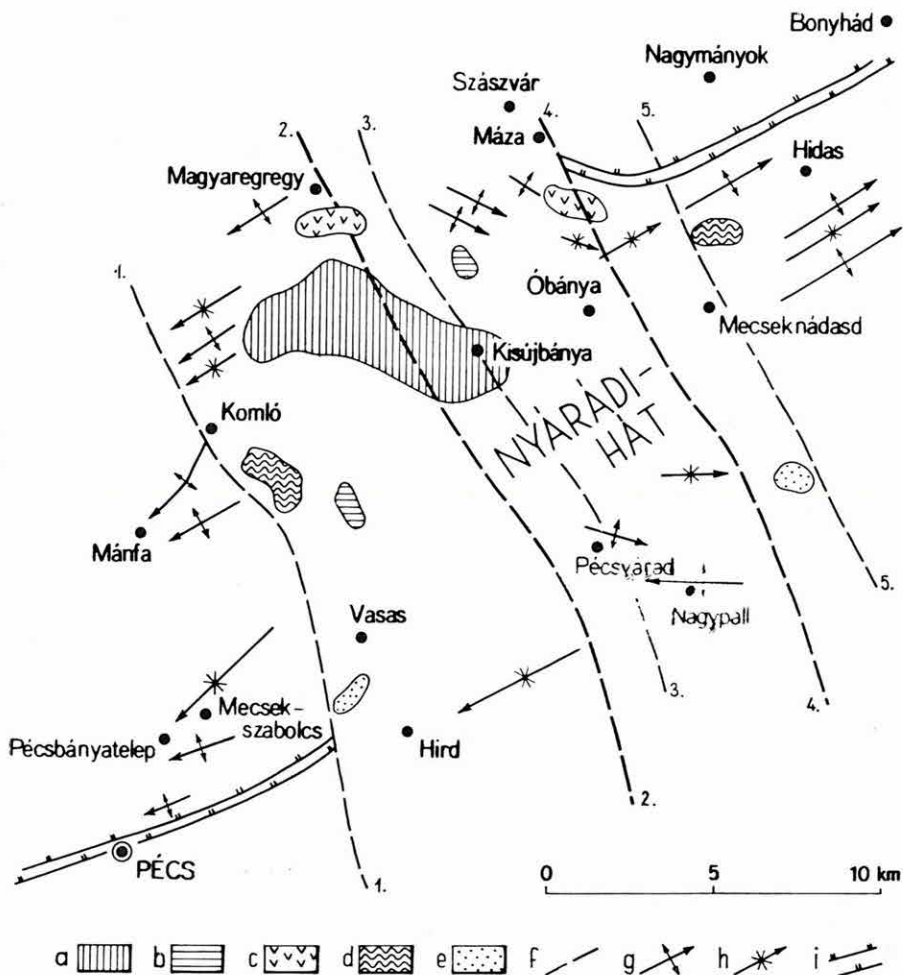
A krétaidőszaki képződmények vizsgálata terén ki kell emelni a Kisújbanya, Komló és Jánosi-pusztai területen végzett részletes vizsgálatokat. Különösen érdekes a Jánosi-pusztai képződménysor, amely az egész hegység legteljesebb kréta kifejlődése.

Míg a DK-i területen csekély vastagságú, 2 tagozatra osztható vulkáni sorozat mellett 5 rétegcsoportra osztható, jelentős vastagságú üledékes összlet van, addig a Kisújbanya—Jánosi-pusztai „központi” területen — nagy vastagságú vulkáni összlet mellett — vastag, de a DK-i terület kifejlődésétől teljesen eltérő üledéksorozat található. A „központi” területen a részletes térképezés során 5 üledékes és 6 vulkáni képződményt különböztettünk meg. Az elkülönítést BILIK I. a vulkáni képződmények esetében elsősorban kőzettani—kőzetkémiai jellegek, illetve a rekonstruált vulkanológiai kép, az üledékes képződményeknél pedig kőzettani és részben mikrofácies vizsgálatok alapján oldotta meg.

A „központi” területen a krétaidőszaki képződmények sorát a berriázi mészkő — mészmárga nyitja meg. Erre időrendi sorrendben alkálidiabáz következik. A zömében tenger alatt lezajlott vulkáni kitörések pillowláva — hyaloklasztit összletet eredményeztek. Erre a képződményre nagy tömegű, helyenként a felszínre is ömlött tömeges lávaárak következnek, gyakran a fonolitig eljutó összetételbeli differenciával. Ezt az összletet újabb pillowláva — hyaloklasztit sorozat követte, amelyre viszont ismét tömeges megjelenésű lávaösszlet ömlött. Az üledékképződés ezután indult meg erőteljesebben. Az ekkor keletkezett üledékösszlet márga, homokkő-konglomerátum és márga-crinoideás mészkőtagozatra osztható. Ezek után ismét tenger alatti pillowláva — hyaloklasztit következett, majd egy újabb üledékképződési periódus. Utóbbi képződményei hasonlóak az előző üledékképződési periódus képződményeihez, azonban — főleg csekélyebb vastagságuk következtében — kevésbé pontosan követhetők. A felső üledéksorozatra Jánosi-pusztai környékén, kis területen nyomozható, spilitos lávaösszlet települ.

A hegység „központi” területein elválasztott kréta képződmény-csoportok, a fáciesviszonyoktól függően, változó vastagságban fejlődtek ki az egyes területeken, sőt gyakran ki is maradhatnak.

A K-mecseki miocén monográfikus összefoglalása során az elmúlt évben HÁMOR G. néhány nagyon érdekes megállapítást tett a K-i Mecsek haránttörés rendszereire vonatkozóan. Vizsgálatai alapján 5 nagy, közel ÉNy—DK-i irányú

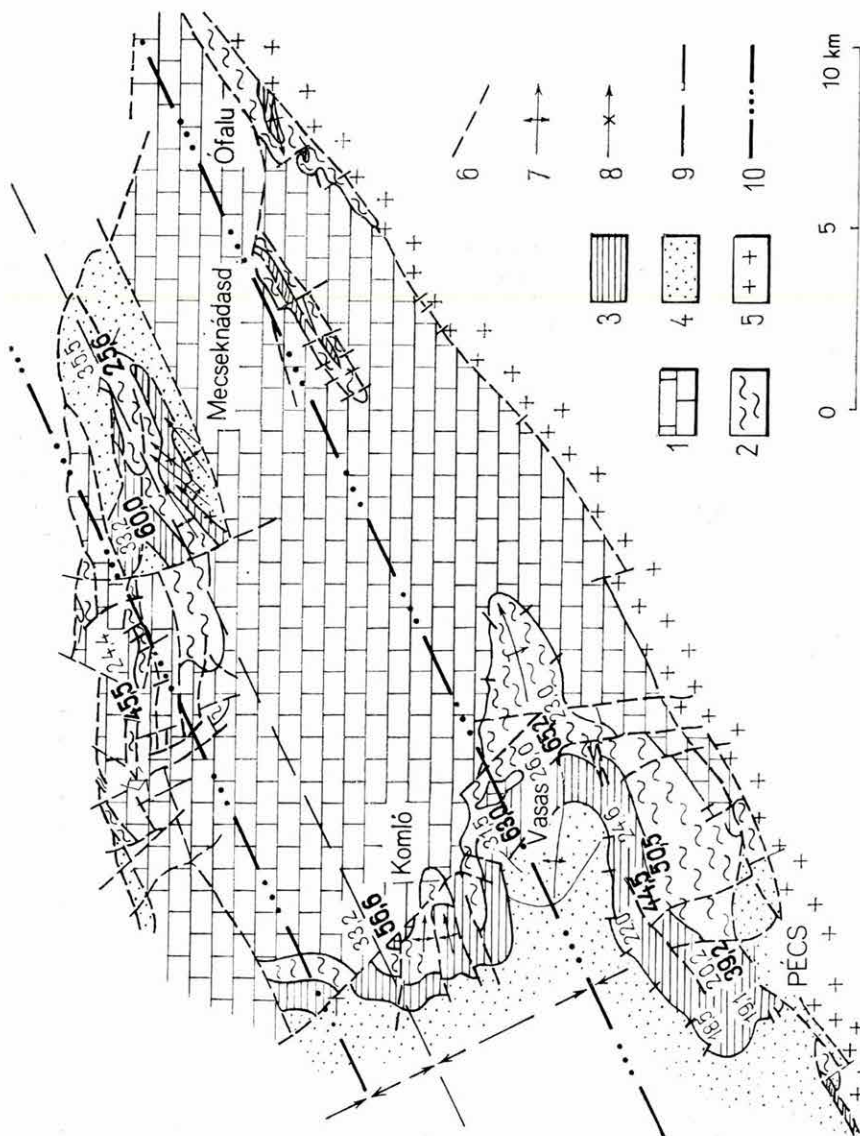


8. ábra. A haránttörések szerepe a K-i Mecsek nagyszerkezeti felépítésében. (Szerkesztette: HÁMOR G.)

a) diabáz
b) fonolit
c) riolit
d) andezit
e) dacit
f) fontosabb haránttörések számozással:
1. Komló—Pécsvasasi, 2. Magyaregregy—Pécsvárad Ny-i, 3. Vékény—Pécsvárad-i, 4. Máza—Pusztakisfalu-i, 5. Nagymányok Ny — Apátvárad-i; g) neogén redőtengely, h) neogén tektonotengely, i) 1000 m-es nagyságrendet meghaladó pikkelyszerkezetek

Рис. 8. Роль поперечных разрывов в крупнотектоническом строении восточной части гор Мечек. (Составил: Г. Хамор)

a) диабаз
b) фonoлит
c) риолит
d) андезит
e) дацит
f) нумерация важнейших поперечных разломов:
1. Комло—Печвашаш, 2. Мадярегель—Печварад, западный, 3. Векень—Печварад, 4. Мазаш—Пустакисфалу, 5. Надьманёк западный—Апатварашд; g) шарнир неогеновой складки, h) ось неогеновой мулды, i) чешуйчатые структуры свыше порядка 1000 м



9. ábra. A mecseki alsóliász közötti szénülésének és koksizáltságának területi eloszlása. (Szerkesztette: NAGY E. 1966)

1. Fiatal mezozoikum (magas fedő), 2. kőszénfedő, 3. kőszénösszetétel, 4. fektő, 5. kristályos alarhegység, 6. szerkezeti vonalak, 7. boltozatosság, 8. tektonikai tengely, 9. A szénülés (illó) szénüléstartomány (Némethi V. Z. után), 10. A koksizáltság (Roga) szénüléstartományai. Vékonyan írt számokkal a szénülés (illó) középértékét, vastagon írt számokkal a koksizáltság (Roga) középértékét jelöltük

Рис. 9. Площадное распространение углефикации и коксизации нижнелегасовых углей гор Мечек. (Составил: Э. Надь, 1966 г.)
1. Молодой мезозой (вышележащие слои), 2. непосредственная кровля угленосной толщи, 3. угленосная толща, 4. пологая, 5. кристаллический фундамент, 6. тектонические линии, 7. ось свода, 8. ось мульды, 9. ось симметрии углефикации (легучих) (по В. З. Немет), 10. ось симметрии коксизации (Рог). Цифры напечатанные тонким шрифтом обозначают средние величины углефикации (легучих), цифры с жирным шрифтом — средние величины коксизации (Рог)

haránttörés-rendszert lehet megkülönböztetni (8. ábra). Ezek közül is érdemes kiemelni, Ny felől számolva a másodikat és a negyediket, ezek ugyanis egy olyan hegységszerkezeti egységet („Nyárádi-hát”) fognak közre, melynek területén a miocén képződmények redő- és tektonotengelyei más csapás- és dőlésirányt mutatnak, mint a tőle Ny-ra és K-re levő területeken. A „Nyárádi-hát” területén a gyűrt forma-elemek tengelyeinek csapása ÉNy—DK-i, míg tőle akár nyugatra, akár keletre ÉK—DNy-i a csapásirány. A tengelyek a „Nyárádi-hát” két oldalán „el-felé” dőlnek, tehát DNy-on DNy felé, ÉK-en pedig ÉK-i irányba. A pikkelyes szerkezetek csapás-iránya mind a nyugati, mind a keleti oldalon ÉK—DNy-i, a hát területén viszont K—Ny-i.

A mozgásmechanizmust úgy képzelhetjük el, hogy a hegység nyugati fele a tőle ÉNy-ra levő, keleti fele pedig a tőle DK-re levő kristályos tömegnek nekitolódott, amely a „Nyárádi-hát” eltérő viselkedését okozta.

Érdekes összefüggés mutatható ki a haránttörés rendszerek és a hegység vulkáni képződményeinek elrendeződése között, ugyanis az egyes vulkáni képződmények a törési rendszerekhez viszonyítva közel tükörképszerűen helyezkednek el. A vulkanizmussal kapcsolatos másik érdekes megfigyelés, hogy a földtörténet során a vulkáni tevékenység fő kitérési centrumai mindinkább a peremek felé tolódtak el.

Közvetlen gazdaságföldtani eredmények. A részletes földtani újratérképezés és az alsóliász kőszénösszlet komplex feldolgozásának gazdaságföldtani eredményeiből érdemes kiemelni, hogy lehetővé vált a *feketekőszén prognózisának* a korábbinál sokkal megalapozottabb és pontosabb kidolgozása. Megszerkesztésre került a mecseki feketekőszén áttekintő prognózistérképe, melyhez a prognosztikus készletek megfelelő indokolása és leírása is hozzá tartozik.

Az elkészült prognózistérkép nemcsak abban ad többet a kőszénösszlet eddigi reménybeli területeinek ismeretéhez, hogy a rendelkezésre álló részletes térképek adataira támaszkodva, részletesebb és pontosabb, mint az eddigi „D kategóriájú” területeket feltüntető térképek, hanem azzal is, hogy a készletprognózison túl, technológiai prognózist is ad. Ennek segítségével lehetővé válik az egyes készletterületek legfontosabb technológiai paramétereinek, mint a kokszolhatóság és a szénülfélszín előjelezése. Ezáltal a reménybeli területek „értékét” pontosabban meg lehet határozni és jobban kiszámítható, hogy melyik terület feltárása a legkedvezőbb.

A technológiai prognózisra az a törvényszerűség ad lehetőséget, hogy a kokszolhatósággal párhuzamos sülőképesség (Roga érték) területi középértékeit térképen ábrázolva, a maximális értékek két egymással párhuzamos, DNy—ÉK-i irányú egyenes mentén helyezkednek el (9. ábra). A tengelyektől távolodva a kokszolhatóság középértéke csökken és természetesen helyi minimumot ér el a két egyenes között, a NÉMEDI VARGA. Z. által felismert szénülési szimmetriatengely mentén. Ez a tengely egyébként a maximális illótartalmú helyeket köti össze.

A külfejtéssel leművelhető további feketekőszén készletek felderítő kutatása 1967. év végén kerül lezárásra, azonban már 1966-ban Petőfi-aknátnál D-re jelentős mennyiségű, felszínközeli készletet mutatott ki. A külfejtéses kőszénbányászat szempontjából negatívnak bizonyult Rücker K-i területen pedig figyelemre méltó vasérckészletet tárt fel. A szénbányászati szervekkel kialakult szoros együttműködés lehetővé teszi, hogy a kőszénkészletek esetleg még a kutatási program lezárása előtt hasznosításra kerüljenek.

КОМПЛЕКСНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГОР МЕЧЕК В СТАДИИ ОБОБЩЕНИЯ

Р. ХЕТЭНИ

Комплексным изучением геологии гор Мечек занимаются работники Мечекского отдела и лабораторий Венгерского геологического института, Государственного геолого-разведочно-бурового предприятия, а также Геофизического института им. Лоранда Этвеша и Мечекского Треста горнодобывающей промышленности.

Детальное геологическое картирование

В 1958 было начато крупномасштабное геологическое картирование гор Мечек. Предусмотрено было составление при этом 21 листа карты масштаба 1:10 000. Первый вариант карты — «карта фактического материала», на которой указываются только фактически наблюдаемые разрезы, измеримые тектонические элементы, места отбора образцов, местонахождения окаменелостей и буровые скважины. Второй вариант — геологическая карта со снятыми четвертичными отложениями. К каждому листу карты прилагается объяснительная записка и коллекция геологического фактического материала. До сих пор закончено составление 10 листов, 6 из которых уже изданы. В 1967 г. будут составлены рукописи дополнительных 7 листов, и в это же время бурение и другие вскрышные работы, необходимые для геологической съемки, будут закончены на площадях последних четырех листов.

Необходимость детального геологического картирования Восточного Мечка была вызвана, прежде всего, необходимостью уточнения перспектив разведки на нижнелейасовый каменный уголь. На крупномасштабных геологических картах, составленных до сих пор, четко выделяется угленосная зона Печь—Комло. При помощи карт могут быть выделены также площади, которые считаются перспективными для разработки каменного угля карьерным способом. Составленные для ЮВ-ой части гор Мечек карты отображают восточное продолжение угленосной зоны. На рис. 1 иллюстрируются сложные тектонические условия данной площади.

На западе около хутора Вагот были выявлены все более и более молодые горизонты анизийского яруса и, наконец, ладинские отложения. Допустив продолжение и дальше северного падения, можно предположить наличие нижнелейасовой угленосной зоны, перекрытой миоценовыми отложениями (рис. 2). В данном районе был обнаружен прослой вулканических туфов мощностью 6 м, залегающий внутри ладинских отложений, обоснованных фауной. До сих пор в горах Мечек вулканических образований ладинского возраста не было обнаружено.

В районе г. Комло густота сети глубоких буровых скважин позволила составить карту мезозойских отложений со снятым третично—четвертичным чехлом. Такая карта сможет послужить ценным пособием для составления проектов горнодобывающих предприятий. Часть данной карты показана на рис. 3.

Комплексное исследование геологических образований

Составление монографии *триасовых* отложений гор Мечек закончено. Со стратиграфической точки зрения важное значение имеют такие результаты, как уточнение стратиграфического положения гипсо-ангидритоносной толщи (нижекампильский подъярус), подразделение анизийской толщи на 10 горизонтов, ладинского яруса — на три горизонта, а также доказание наличия карнийского, норийского и рэтского ярусов. Выяснена была родственная связь фауны триасовых отложений гор Мечек с фаунами других регионов. При этом было установлено, что Мечекский триас занимает переходное положение между альпийской и германской зоогеографическими провинциями и, как таковой, он близок больше всего к триасовым отложениям Северо-Западных Карпат.

Монографическое обобщение результатов по изучению геттанжско-синемюрской *угленосной толщи* нижнелейасового отдела гор Мечек тоже завершено. Дробное стратиграфическое расчленение толщи и сопоставление отдельных ее горизонтов в разных частях бассейна возможны благодаря выдержанной последовательности литофаций толщи, прослеживаемой во всех зонах развития ее (Печь, Комло, Сасвар). Изменение фаций на границе между средней и верхней группами пластов с соответствующим изменением состава фауны маркирует границу геттанжского и синемюрского ярусов. Региональное изучение минерало-петрографических и геохимических характеристик угленосной толщи привело к однозначным результатам, свидетельствующим о том, что площади сноса, окружившие бывший осадочный бассейн, были сложены преимущественно гранитоидами и подчиненными метаморфитами. Снос осуществлялся, в основном, с севера. Осадочный бассейн представлял собой залив широтного направления, меридиональный разрез которого был асимметричным и характеризовался на юге абразионными берегами, сложенными триасовыми известняками и доломитами. К востоку залив имел, по-видимому, прямое морское сообщение с горами Апусень и лейасовой зоной Баната.

Судя по результатам детальных углепетрографических анализов, нижнелейасовый уголь гор Мечек представляет собой гумусовый уголь, отличающийся в некоторых зонах весьма различной степенью метаморфизма местами природным (естественным) коксованием. Результаты исследования минеральных новообразований, возникающих одновременно с распадом (разложением) растительного вещества, были использованы для выяснения условий осадконакопления и для выделения образований на основании их принадлежности к той или другой болотной зоне. Они оказались особенно полезными в сильно метаморфизованных частях угольных пластов, так как там очень трудно опознавать отдельные компоненты угля. Изучение споро-пыльцевых комплексов в разрезе отдельных выборочных угольных пластов дало фактический материал, позволяющий проследить палеоботаническую историю развития района. Заслуживает внимание факт, что большинство пластов вместо последовательности «высыхающее болото—низовое болото—высыхающее болото» свидетельствует о регрессивной последовательности развития среды, то есть снизу вверх по пластам можно проследить лишь ряд «низовое болото—высыхающее болото».

В части исследований, посвященных познанию геологии полезных ископаемых района, наряду с крупномасштабным картированием площадей, раз-

веданными горными выработками и буровыми скважинами, были также проведены работы по экономико-геологической оценке и прогнозу угленосной толщи. Установленные закономерности в региональном изменении качественных показателей каменного угля создали возможность также для технологических прогнозов. Это возможно, так как при изображении на карте площадных средних величин спекаемости, изменяющейся параллельно коксуетости (число Рога), максимальные величины располагаются вдоль двух параллельных прямых ЮЗ—СВ-го направления (рис. 9). По мере удаления от этих осей средняя величина коксуетости уменьшается и достигает свой минимум обеих прямых вдоль оси симметрии, соединяющей точки с максимальным содержанием летучих компонентов.

Непосредственная обломочная кровля (общей мощностью до 1000 м) угленосной толщи, относящаяся к верхам *синеморского* яруса, была разделена на шесть последовательных фаз седиментации. На рис. 4 показаны главные площади развития кровли в пределах гор Мечек и их характерные разрезы. В наиболее полных мечекских разрезах мощности *плинсбахских* отложений достигают больше 1000 м. Обломочная толща представлена преимущественно мелкими циклотемами, состоящими из пород с уменьшающейся вверх по разрезу зернистостью и изменяющимся характером. При помощи отличий по характеру осадков плинсбахские отложения были разделены на шесть горизонтов. Характерные разрезы главных площадей развития плинсбахского яруса показаны на рис. 5. *Тоарские* отложения в горах Мечек были разбиты в разрезах долины Ржавельдь и балки Фаркашарок на четыре хорошо выделяющихся горизонта, которые, однако, не отделяются резкой границей друг от друга (рис. 6). Таким же образом, нижний ярус средней юры — *аален* — может быть разбит на два горизонта, а *байосский* ярус — на три.

Верхняя юра гор Мечек представлена известняками. Комплексные геологические исследования, осуществлявшиеся литолого-седиментологическим микрощифальным и микрощифальным методами, позволили выделить отдельные ярусы данного отдела, уверенно проследить их на поле и правильно изобразить их на карте. Важнейшими из использованных микрощифальных элементов являются представители таких групп как *Lombardia*, *Globochaete*, *Calpionella*, *Cadosina* и *Stomiosphaera*. На рис. 7 сопоставлены между собой две шифальные зоны, больше всего отличающиеся друг от друга.

Среди *меловых* отложений гор Мечек преобладают продукты щелочно-диабазового вулканизма. Начавшийся в берриасское время вулканизм повторялся несколько раз во время валанжина и готерива: среди его продуктов встречаются как происходящие из подводных извержений подушечные лавы-гидрокластиты, так и наземные лавовые потоки. В обломочном материале осадков (конгломераты, песчаники, мергели, криноидовые известняки) отлагавшихся одновременно с отдельными фазами вулканизма или же в перерывы между ними, преобладают вулканогенные породы. В ЮВ-ой зоне (Зенгварконь, Офалу) наряду с маломощной вулканической серией, разделяемой на две части, имеется мощная осадочная толща из 5 горизонтов, в то время как в «центральной» зоне (Кишуйбанья, Мадьярегредь, хутор Яноши) было выделено 5 осадочных и 6 вулканогенных горизонтов в пределах мощной серии разреза. Выделение отдельных горизонтов вулканогенных пород основывалось преимущественно на петрографическо-петрохимических признаках или на вулкано-

логических реконструкциях, для осадочных же отложений для этого были использованы частью литологические, частью микробиофашиальные данные.

Для *миоценовых* отложений Восточного Мечека было составлено монографическое обобщение. Миоценовая толща делится на три седиментационных цикла. К первому циклу, приуроченному к савским движениям, относятся континентально-речные осадки с риолитовыми туфами (извергшимися одновременно с вышеупомянутыми риолитовыми туфами), а также с аллювиальным наполнением и локальным образованием бурового угля на конце цикла. Второй цикл начинается с последовавшей за древнестирийскими движениями трансгрессии и кончается регрессией, отражающей наступление позднестирийских движений. Если осадки первых двух циклов отлагались в гельветский век, то третий цикл, начавшийся опять трансгрессией, представлен тортонскими, сарматскими и нижнепаннонскими отложениями. Аналогичные седиментационные циклы можно выделить внутри третичной системы Северо-Восточного нагорья, южной части Большой Венгерской Низменности, Дравско—Савской депрессии, Южных Карпат, а также Трансильванского бассейна.

Тектонические движения третичного периода сыграли важную роль в формировании современной структуры гор Мечек. Рис. 8 показывает один из последних результатов анализа этих движений. На данном рисунке видно 5 крупных систем поперечных разломов, пересекающих горы Мечек в СЗ—ЮВ-ом направлении. Они послужили определительными факторами в процессе всей третичной седиментации. В пространстве между второй и четвертой с запада системами поперечных разломов находится такая тектоническая единица («Ньярадский хребет»), в пределах которой простирание и падение шарниров, складок и осей мульд миоценовых отложений отличаются от простирания и падения других районов.

Структуры чешуйчатого нарушения простираются с СВ на ЮЗ на западном и восточном склонах «Ньярадского хребта» и с В на З в пределах самого «Ньярадского хребта». Интересная закономерность наблюдается между системами поперечных разломов и пространственным размещением вулканитов гор Мечек. Отдельные группы вулканических образований расположены наподобие зеркальных изображений по отношению к соответствующим нарушениям.

В результате детального биостратиграфического исследования моллюсковой фауны *паннонских* отложений, окружающих мезозойское ядро гор Мечек, стало возможным — наряду с уточнением стратиграфических условий — также сопоставление отдельных, обоснованных фауной горизонтов соответствующими горизонтами соседних районов. Монографическое обобщение остракодовой фауны паннонских отложений закончено. Паннонские отложения южной части и южной передовой зоны гор Мечек были подвергнуты детальным геологическим и минералогическим исследованиям.

В процессе детального изучения *четвертичных* отложений были проведены морфотектонические исследования, которые доказали, что в четвертичное время горы Мечек подверглись многостадийным, но одинаковым по тенденции значительным движениям, приведшим ко взбросам вдоль краевых разломов и куполообразным воздыманиям на площадях, окружающих передовой прогиб.

BESZÁMOLÓ A BAKONYI CSOPORT 1966. ÉVI MUNKÁJÁRÓL

Írta: KNAUER JÓZSEF

Csoportunk 1966. évi munkájának jelentős része nagyobb lélegzetű, több éves téma része volt. A földtani térképezés és térképszerkesztés során azonban két rész-téma teljes befejezést nyert: elkészült a szentgáli (MÉSZÁROS J.) és a bakonyszent-királyi (KNAUER J.—KOPEK G.—KORPÁS L.) térképlap.

A részletes térképezés, a korábbi földtani adatok felkutatása és lehetőség szerinti értékelése, számos érdekes eredményt hozott. A *szentgáli* területen pontról pontra kirajzolódott a hézagos és teljes kifejlődésű júra rétegsorok területi eloszlása. A hézagos kifejlődésű területen a felsőpliensbachi, a bajóci és a kimmeridgei képződmények települnek diszkordánsan. A meglehetősen szűk kiterjedésű hézagtalan kifejlődésű területen a fácieseloszlás vizsgálata alapján lehetséges a mangánérces rétegcsoporthoz jelenléte. A kimmeridgei emeletben új, globigerinit jellegű képződmény vált ismeretessé. A júra képződmények — a felsőtriász, és alsókréta képződményekkel együtt — egy tektonikai emeletet alkotnak, amelyre a kontrakció jellemző. A kontrakció részben redőkben, részben feltolódásokban jelentkezik, erőssége és jellege a képződmények plaszticitásától erősen függ. A kontrakciót létrehozó erő a júra kezdetétől hatott, néhány fázisban erőteljesebb volt (a szinemuri—pliensbachi határon, a bajóci transzgresszió előtt és az alsókrétában), végül a tiszai intraapti fázisban teljesedett ki. A kontrakció során az egyes szerkezeti tömbök vízszintes elmozdulása nem volt nagy, ritkán éri el a 200—300 métert. A középsőkréta és annál fiatalabb képződmények újabb szerkezeti emeletben csoportosulnak; ebben csak szétlazulások szerkezeti elemek észlelhetők, amelyeket a mélységi tömegek függőleges mozgása hozott létre. A vetők általában ív alakúak, lefutásuk a domborzatban is jól tükröződik. Kialakulásukban a rhodáni fázis játszott elsőrendű szerepet.

Másirányú júra munkálatok során (NOSZKY J.) fény derült a rétegtanilag rendkívül fontos *Aspidoceras acanthicum* és még néhány *Aspidoceras* faj heterogén voltára. A vizsgálatok szükségyszerű fajrevízióhoz vezetnek.

A középsőkréta képződmények vizsgálatára (KNAUER J.) jelentős erőt fordítottunk, amely ismét néhány érdekes eredményt hozott. A *requienids* mészakö albai korát — amelyet korábban a rétegsorban elfoglalt helyzete és a fedő réteg-csoporttal való szoros kapcsolata alapján valószínűsítettünk — a *Pachyodonták* revíziója nyomán (B. CZABALAY L.) faunisztikailag is igazolhatjuk.

Az egységes középsőkréta üledékképződési ciklus zárótagjának, a *turritiliteses márgának* rétegtani helyzete is vizsgálat alatt áll. A Foraminifera-vizsgálatok alapján bizonyítottnak vélt cenomán emelet helyett a felsőalibaiba helyezzük a

rétegsor legnagyobb részét, elsősorban az *Ammonoidea* fauna, másrészt a *Foraminiferák* fajlétéről rendelkezésre álló korszerű adatok alapján. Ugyanezen rétegsor, a Foraminiferák eloszlása alapján, ma már három szakaszra bontható: alsó tritaxiás összakasz, középső, plankton foraminiferás szakasz és felső tritaxiás, gyéren plankton-foraminiferás szakasz (SIDÓ M.). Tovább finomodott a hézagos és teljes kifejlődésű albai rétegsorok eloszlására vonatkozó képünk, amelyből az a következtetés vonható le, hogy a teljes rétegsorok viszonylag szűk területekre korlátozódnak.

Az eocén sávok kifejlődésének elmélete — mely szerint az egyes eocén üledékképződési ciklusok területileg csak részben fedik egymást, ugyanakkor egyes kifejlődési típusaik (pl. a kőszénképződésre legkedvezőbb területek) nem kerültek fedésbe — újabb alátámasztást nyert ez évben. Az elmélet alapján az ÉK-i Bakonyban telepített kutatófúrások (KOPEK G.) legnagyobb része feltárta — közöttük egy műrevaló értékkel — a kőszéntelepés rétegcsoporthat. Mindez egyúttal igazolja kutatási elgondolásunk helyességét is, vagyis a fúrások kutatás szigorú fokozatosságának elvét, felderítő kutatás esetén.

A *bakony-szentkirályi* lapra (KNAUER J.—KOPEK G.—KORPÁS L.) esik a cseszneki Várhegy környéke. A triász és eocén képződmények keskeny pásztáinak elrendeződése, az eocén mészkőben észlelt erős aszimmetrikus redő alapján nagyjából Ny—K-i csapású feltolódásos szerkezetre következtethetünk, amely utóbb haránttörések mentén feldarabolódott. A területre általában jellemző szétlazulásos jellegű mozgásokban fontosabb szakaszok rögzíthetők, a rétegsor erősen hézagos volta folytán csak közelítéssel. A júra folyamán* több szakaszban lezajlott mozgással, vetős szerkezettel került a dachsteini mészkő a földolomit mellé, majd a bauxit kialakulása előtt tönkösödött a terület. A vastag oligocén rétegsor kialakulása után, de talán már közben is, erőteljes lépcsős—árkos leszakadásokkal nagy mélységű, nagyjából DNy—ÉK irányú tektonikus alakult ki, amelyben az oligocén rétegsor 800 méterrel meghaladó vastagságban maradt meg. A legfiatalabb mozgások a lösz elterjedésében tükröződnek. Nagy összefüggő területről ugyanis teljesen vagy csaknem teljesen lepusztult a lösz, míg a közvetlenül szomszédos részekben 20—30 m-es vastagságban maradt meg. A két terület jelenlegi térszíni helyzete alapján arra következtetésre jutottunk, hogy a lösz kialakulása után a Bakony-értől K-re levő terület kiemelkedett és erőteljesen lepusztult. Ez a vidék a legfiatalabb időkben is mozgékony maradt, amit az 1901-es bakony-szentlászlói földrendezés is jelez.

ОТЧЕТ О РАБОТЕ ГРУППЫ, ЗАНИМАЮЩЕЙСЯ ИЗУЧЕНИЕМ ГОР БАКОНЬ, ЗА 1966 ГОД

Й. КНАУЕР

Большинство работ нашей группы явилось частью большой многолетней программы. В результате геолого-съёмочных работ были закончены две частные темы: были изготовлены листы карт района с. Сентгаль (Й. МЕСАРОШ) и с. Баконь-сенткираль (Й. КНАУЕР—Г. КОПЕК—Л. КОРПАШ).

* E megállapítás éles ellentétben van a szentgáli terület elemzésénél (u. ezen cikk első oldalán) mondottakkal, mely szerint a felsőtriász—júra—alsókrétát magába foglaló szerkezeti emeletre a kontrakció jellemző, redőkkel és feltolódásokkal. (Szerk. megj.)

Детальная съемка, пересмотр прежних геологических данных и, по возможности, их оценка принесли много интересных результатов. Во всём районе с. Сентгаль вырисовывалось пространственное распределение прерывных и непрерывных по образованию юрских осадков. В области неполного развития юрских осадков наблюдается несогласное залегание отложений верхнеплизсбахского, байосского и киммерийского ярусов. Юрские образования вместе с верхнетриасовыми и нижнемеловыми отложениями образуют единый структурный этаж, для которого характерны формы, образующиеся в условиях сжатия. Горизонтальные смещения отдельных структурных блоков, происходящие в таких условиях, были невелики, редко достигали 200—330 м. Среднемеловые и более молодые образования образуют второй структурный этаж, формы которого образовались в условиях растяжения. Сбросовые линии имеют дугообразное очертание и хорошо отражаются в рельефе. Они формировались главным образом во время роданской фазы складчатости.

В других работах по юрской системе (Й. Носки) было установлено разнообразие стратиграфически очень важного вида *Aspidoceras acanthicum* и еще нескольких видов *Aspidoceras*. Исследования привели к необходимости пересмотра видов.

Особое внимание было уделено изучению среднемеловых отложений (Й. Кнауер), при этом были получены некоторые очень интересные результаты. Альбский возраст реквиенневого известняка, возраст которого был установлен раньше только на основании его положения в разрезе и тесных связей с вышележащей толщей, подтвердился и фауной в результате ревизии *Pachyodont* (Л. Б.-Цабаляи).

Исследование стратиграфического положения туррилитового мергеля, заканчивающего среднемеловой седиментационный цикл, продолжается. Далее была дополнена картина пространственного распределения полных и неполных альбских образований, из которой можно сделать вывод, что полные образования занимают относительно небольшую площадь.

Теория распространения эоценовых отложений в виде полос, по которой осадки отдельных седиментационных циклов эоцена покрывают друг друга не повсеместно, даже некоторые фации (например, ландшафты благоприятные для образования углей) оказались непокрытыми, получила новое подтверждение в ходе текущего года. На основании этой теории подавляющая часть углубленных в северной части гор Баконь разведочных скважин (Г. Копек) пересекла толщу угольных пластов, среди которых один оказался промышленным.

В пределах листа карты с. Баконьсенткираль находится окрестность горы Вархедь у с. Чеснек (Й. Кнауер—Г. Копек—Л. Корпаш). На основании распределения триасовых и эоценовых образований в виде узких полос и резко выраженной в эоценовых известняках асимметричной складки мы заключили, что имеет место структура надвига приблизительно ЗВ-го направления с более поздним раздроблением по поперечным разломам. Характерные для этой области движения растяжения земной коры по фазам можно подразделить только приблизительно из-за неполноты осадков разных циклов. В течение юры в результате многократных сбросовых движений дахштейновые известняки оказались рядом с главным доломитом и перед образованием бокситов произошло сглаживание района. После образования олигоценовой толщи, но

возможно и в ходе седиментации, образовалась очень глубокая впадина приблизительно ЮЗ—СВ направления, ограниченная ступенчатыми сбросами, в которой толща олигоцена сохранилась в мощности, достигающей 800 м. Самые молодые движения отражаются в распространении лессовых отложений. В то время как с больших участков полностью или почти полностью они были снесены, в непосредственно примыкающих, сохранились мощностью до 20—30 метров. На основании современного пространственного положения двух районов мы сделали вывод, что после образования лесса область, находящаяся к В от ручья Баконь поднялась и претерпела сильную эрозию. Эта область осталась подвижной до настоящего времени, на что указывает землетрясение в окрестностях с. Баконьсентласло в 1901 г.

VÁROSLÓD—HEREND—SZENTGÁL—ÚRKÚT KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VIZSGÁLATA

Írta: MÉSZÁROS JÓZSEF

A szentgáli 25 000-es térképlap területén levő mezozoós és kainozoós képződmények szerkezeti formákban való gazdagsága, térbeni elrendeződése a D-i Bakony tektonikai és ősföldrajzi elemzéséhez igen értékes adatokat szolgáltat.

Erről a területről számos földtani térképet ismerünk. Jelentős a szerkezeti jellegekkel foglalkozó munkák száma is. Az ID. Lóczy L. által szerkesztett, 1913-ban kiadott 75 000-es földtani térképet napjainkig többféle céllal, különböző méretarányokban készült földtani térképek követték. IFJ. NOSZKY J. a terület júra képződményeiről szóló 1941—42. évi jelentésében szerkezeti megfigyeléseket és következtetéseket említ. Hangsúlyozza a Bakony hegység K-i és Ny-i részének tektonikai ellentétét: keleten a júra időszaki képződményekben uralkodók a töréses formák, míg nyugaton a gyűrődéses elemek egyenlő szerepűek a törésekkel.

Véleményünk szerint ilyen összehasonlítás szerkezeti téves elképzeléseket ad. A keleten és nyugaton észlelt töréses formák többsége fiatal kéregmozgások eredménye, s ezek a formák az egész Középhegységre általánosan és egyenlő mértékben jellemzők. Ny-on erőteljesebben, K-en igen gyengén törve-gyűrű triász, júra és alsókréta képződményekből álló egységes szerkezetben észlelhető ma a fiatal töréses szerkezet, mely a törve-gyűrűt aljzattal együttesen az említett formák kombinációját mutatja.

IFJ. NOSZKY J. értékes jegyzőkönyveiben részletes adatokat találunk a szentgáli térképlap határain belül észlelt és térképen pontosan rögzíthető gyűrődéses és töréses formákról. Az Űstihegy és a Kakastaraj dolomittömbjének érintkezésénél dörzsbreccsa övvel kísért hegyszerkezeti vonalat említett 1943-ban. Munkánkkal adataira támaszkodva és azokat újabb megfigyelésekkel bővítve, elképzeléseit továbbfejlesztve, igyekszünk teljesebb képet adni a szentgáli terület szerkezetéről.

JASKÓ S. és SZENTES F. 25 000-es földtani térképén a szerkezeti elemek ábrázolása háttérbe szorult (1952).

1960-ban ALFÖLDI L., KOPEK G. és VÉGH S. végeztek ezen a területen 10 000-es geológiai felvételt. Kézírtas jelentéseikben és földtani térképeiken (1960) a szerkezetalakulásra vonatkozóan számos adatot találunk. ALFÖLDI L. a miocénnél fiatalabb vetőrendszerek kialakulásával, VÉGH S. a triász időszaki képződményekben észlelhető gyűrű formákkal foglalkozott részletesebben (1960). KOPEK G. kiemeli, hogy a Bakony ugyanúgy, mint a Mecsek, eredetileg gyűrű hegység volt, s a töréses formaelemek csak a későbbi földtörténeti idők során váltak uralkodóvá. A fiatal töréses mozgásokról is ad tájékoztatást, főbb vonalakban tárgyalva azokat. „A Bakony

hegység felsőkréta kőszéntelepességgé építésének ősföldrajzi és hegységszerkezeti vázlata" c. munkájában (1962) már határozottan állást foglal az Ajka—Úrkút—Szentgál vidékére jellemző gyűrt szerkezetű mezozoos aljzat létezése mellett, s a gyűrt formák kialakulását az újkimmériai mozgások fiatal szakaszának eredményeként tárgyalja. Az ennél fiatalabb mozgások fázisok szerinti elkülönítését is adja.

Az úrkúti mangánércbánya földtani viszonyaival foglalkozó irodalom igen széles körű. A munkák nagy többségében találunk szerkezeti vonatkozású adatokat, különösen a júra időszaki képződményekben észlelhető törve-gyűrt formákról.

SZABÓNÉ DRUBINA M. (1962) a júra, s főképpen a liász rétegek gyűredezett formakincsét és a későbbi töréses formaelemeket elemzi munkájában. Szerkesztett földtani térképén különválasztva ábrázolja a kréta előtti, kréta utáni és az eocén utáni töréses formákat.

CSEH NÉMETH J. (1965) az úrkúti mangánércterület földtani értékelésénél a szerkezetalakulást szintén mozgási fázisokra bontva tárgyalja. Az úrkúti mangánércbánya és környékéről készített fedetlen földtani térképén mind a júrán belüli, mind a fiatalabb szerkezeti formák ábrázolását megtaláljuk.

SZANTNER F. és POSGAY K. (1959) a kislódi Öreghegy tektonikai értékelését adják a bauxitelfordulásról szóló jelentésükben.

KÓKAY J. (1966) a szentgáli térképlap ÉK-i részén levő miocén barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata során, a terület fiatal szerkezetalakulásával kapcsolatban jelentős következtetésekre jutott. Az alsótorton utáni stájer hegységképző mozgások hatását igazolja észlelt diszkordáns település alapján, s elemzi a vulkáni tufaszórások és a földkéregmozgások közötti összefüggést.

Az igen változatos irodalmi áttekintésből is kitűnik, hogy a szentgáli térképlap minden képződményéről találunk az irodalomban hol részletekbe menő, de kis területeket érintő, hol vázlatosabb szerkezettani elemzéseket. Egységes, az egész szentgáli területet átfogó, minden képződményt együttesen szemlélő tektonikai elemzés nem történhetett meg, hiszen a területről korszerű, részletes bejárások és anyagfeldolgozás alapján szerkesztett földtani térkép — a nyersanyagelfordulások, ill. bányák néhány km²-t átfogó területeitől eltekintve — nem készült.

Az 1966. évben végzett 25 000-es földtani térképezés folyamán a terület szerkezeti felépítéséről igyekeztünk egységesebb, átfogóbb képet kapni. Számos felmerült probléma helyes megoldását azonban csak a részletesebb anyagfeldolgozás és a Középhegység regionális szerkezeti megismerése hozhatja majd meg. Jelenleg csak nagyobb szerkezeti egységek, szerkezeti emeletek egyértelmű elkülönítését látjuk lehetségesnek. E fő emeleteken belül állandóan ható kéregmozgásokat, azok részletekbe menő leírását, jellegeik felismerését lito-, biofáciás vizsgálatokra támaszkodva még nem minden esetben hajhattuk végre, az idevágó vizsgálatok hiányossága miatt. Tektonikai értékelésünk részletességét tehát az említett vizsgálatok alaposága határozza meg. Az esetek nagy többségében azonban a ma észlelt szerkezeti formák elemzéséből is eléggé megbízható adatokat kaphatunk.

A kéregmozgások jellemzéséhez az általunk használt terminusokat részletekbe menően nem definiáljuk, a kéregmozgások típusaival, jellegeivel foglalkozó újabb szovjet irodalomban erre vonatkozóan számos adatot találhatunk (BELOUSZOV 1962). Röviden a következőkben vázoljuk a terület szerkezeti fejlődésénél szerepet játszó mozgási típusokat.

A középhegységi — ezen belül elválaszthatatlanul a szentgáli — terület kéregmozgásainak fő jellegét az alpi gyűrődéses zónán belüli helyzete, az eltemetett

kristályos rögök törésekkel feldarabolt tömbjeinek állandó függőleges irányú, de változó előjelű mozgásainak felszíni tükröződése adja. A terület kéregmozgásait három típusra bontva tárgyaljuk:

1. *Kéregingadozás* alatt lassú, a kristályos tömeg tömbjeinek függőleges mozgásával meghatározott hullámzó mozgást értünk, mely előjelét gyakran változtatva, térben más és más intenzitással a kéreg emelkedését, ill. süllyedését eredményezi. A szoros értelemben vett epirogén mozgás eszerint csupán a kéregingadozás pozitív előjelű, kiemelkedéseket létrehozó mozgásainak fogalmát meríti ki. Az oszcillációs mozgást a kéregingadozás gyorsabb lefolyású változatának tekintjük.

2. *Gyűrődés*es formákat létrehozó mozgások (gyűrődéses mozgások) alatt a mélybetemetett, törésekkel feldarabolt kristályos tömeg tömbjeinek olyan intenzívebb függőleges irányú elmozdulásait ill. azok felszíni tükröződéseit értjük, melyek az adott területen térszűkülésben nyerne kifejezést és a rétegek gyűrődéséhez vezetnek.

3. *Törés*es formákat léterhozó mozgások (töréses mozgások) alatt az eltemetett kristályos tömeg tömbjeinek igen erőteljes és gyors, az adott területen kiemelkedést és általában tértágulást eredményező függőleges irányú mozgásait értjük, melyek eredményeként — a gyors lefolyás függvényében — a felszínen is rögökre tagolódás jön létre.

A két utolsó típus alatt csak részben értünk orogén mozgást.

A tárgyalt három kéregmozgási típus, mely elválaszthatatlan az eltemetett kristályos tömeg mozgásainak jellegétől, elvileg élesen elkülöníthető. A típusok között a gyakorlatban azonban éles határt vonni nem lehet. Területünkön is sok esetben — a szélsőségek és a típusos formák mellett — a formák, ill. a kéregmozgások kombinációit észleljük.

A szentgáli térképlap területén két nagy szerkezeti emelet választható el:

- törve-gyűrt szerkezeti emelet,
- töréses szerkezeti emelet.

Törve-gyűrt szerkezeti emelet

A törve-gyűrt szerkezeti emeletet a felsőtriász nóri fődolomittól kezdődően a középsőkréta apti crinoideás mészkőig terjedő képződmények építik fel. A következőkben a törve-gyűrt képződmények jellegeinek ismertetésénél az emelet szerkezetét létrehozó kéregmozgások utáni fiatalabb mozgások hatásától igyekszünk eltekinteni. Ez az „eltekingés” bizonyul igen sok esetben a tektonikai elemzés legtöbb nehézséget okozó részének. Az idősebb szerkezeti emeleket, azok sajátosságait csak olyan esetekben észlelhetjük és ábrázolhatjuk egyértelműen, ha a képződményeket felszíni feltárások vagy sűrű hálózathoz telepített fúrások, kutatóaknak stb. adatai alapján elemezzük. Felszíni elterjedés esetén az „eltekingést” megnehezíti a fiatalabb szerkezeti emelet képződményeinek hiánya. Mélyfúrások feltárások alapján viszont, még 50 m hálózatsűrűség mellett sem biztosítható teljességgel a fiatalabb szerkezeti emeletet felépítő képződmények alatt feltárt rétegek pontos térbeli észlelése. A megoldást a legjellemzőbb, legjobban feltárt, különböző szerkezeti emeleket felépítő képződmények extrapolációjában látjuk azokra a területekre, ahol azok lepusztulás eredményeként hiányzanak vagy ahol nem képződtek, illetve, ha a képződmények eltemetett helyzetben vannak. Miután a szentgáli területen a kéregmozgások hatásának egységesen ellenálló, kristályos, vagy metamorf képződményeket ma felszínen nem találunk, a fiatal kéregmozgások nyomai, amelyek a kréta, az eocén és a felsőoligocén — miocén üledékképződési ciklusok képződményeinek elrendeződéséből elemmezhetők, mindenütt egységesen megtalálhatók, s felismerhetők azokon a területeken is, ahol nem csupán lepusztulás folytán hiányoznak egyes képződmények, hanem

ahol a terület az adott üledéceiklus folyamán szárazulat volt. A fiatalabb kéregmozgások a már meglevő szerkezeti formákat gyakran alig felismerhetővé vagy teljesen felismerhetetlenné teszik.

Például nagy sugarú hajlításos formákkal jellemzett — s így kis területen monoklinális dőlésűnek vehető — rétegek esetében fiatal feldaraboló mozgások után a hajlításos jellegek közvetlenül nem észlelhetők. Amennyiben az említett képződmények egy másutt jól rögzített gyűrődéses idősebb szerkezeti emeletbe tartoznak, téves lenne alapos megfontolás és általános területismeret nélkül az észlelt (pl. töréses) formát is az idősebb szerkezeti emelet sajátosságának tekinteni.

A szentgáli terület törve-gyűrt szerkezeti emeletének jellemzői a *hajlításos formák* és a *feltolódások*, melyek létrejötte intenzív lefolyású, helyi térszűküléshez kapcsolódó, gyűrődéseket létrehozó mozgások és üledékképződés során állandóan ható kéregingadozások (ezen belül oszcillációk) végső eredménye. A törve-gyűrt szerkezet, melyen belül a gyűrődéses elemek dominálnak, a szerkezetet kísérő, ill. ÉNy-ról lehatároló — ma feltolódásként rögzíthető törésekkel jellemzett — ÉK—DNy-i sávban nyomozható a legjobban.

A szentgáli terület DK-i részén a felszínen jól követhető és ábrázolható a nóri fődolomithban, a raeti kösszeni rétegekben és a dachsteini mészkő rétegeiben VÉGH S. (1961) által kimutatott szinklinális. E szinklinális a feldaraboló fiatal vetődések hatása után is megőrizte sajátosságait, s világosan látszik a gyűrt forma kissé aszimmetrikus volta. A DK-i szárny laposabb (10—20°-os) dőlésű, míg az ÉNy-i szárnyban 36°-os dőlés is mérhető. A szinklinális tengelye megőrizte jellemző ÉK—DNy-i irányát. A feltolódásos és gyűrődéses formák egysége területünkön a legszemléletesebben a városládi Határárkon és a Kakastarajon keresztül szerkesztett földtani szelvényen látható (1. ábra A—B szelvény).

Az itt észlelt szinklinális DK-i szárnyától a középpont felé haladva, a rétegdőlés változó: a Kakastaraj 25°-kal ÉNy-nak dőlő dolomitrétegeitől, majd a raeti—hettangi dachsteini típusú mészkőben és a színemuri mészkősorozatban észlelt 50—60°-os értékről 20°-ra csökken. A dörzsbreccsa-zónával kísért mélyreható törés, mely mentén a triász, júra és neokom folyamán fellépő kéregingadozást szírték, szigeteket kialakító, árkos süllyedékeket létrehozó mozgás követte, a fiatal mozgások idején is fel-felújult. Az A—B földtani szelvény DK-i szakaszától néhány száz méterre ÉK-re a középsőeocén nummuliteszes mészkő mélyebb helyzetben található. Nem látjuk teljességgel megoldottnak azt a problémát, hogy az eocén mészkőösszlet helyzetét mennyiben határozza meg a transzgressziót megelőző térszín és mennyiben a későbbi levetés. Ezért a felújulást igazoló vető melletti elmozdulás nagyságrendje ismeretlen. A terület eocén mészkővei még lito- és biofáciás feldolgozásra várnak.

Az A—B szelvény DK-i részén csupán a nagy törés mentén nyomozhatók az említett 50—60°-os dőlésértékeket mutató rétegek, mely értékből csak bizonyos rész írható a befejező gyűrődéseket létrehozó mozgások javára. A gyűrt formák már a júra időszak folyamán keletkezésük kezdetét vehették a besüllyedt árkos medence-részek peremén. A felújuló fiatal mozgások hatására e rétegek a vető mentén még néhány fokkal meredekebbre fordulhattak. A szelvényen látható a szinklinális tengelye, melytől ÉNy-ra a rétegek dőlése élesen visszafordul, s a ma feltolódásként észlelhető sávban átbukik. Tovább ÉNy-i irányban az átbuktatott, 80—85°-kal dőlő színemuri tűzköves mészkősorozat alatt a dachsteini típusú liász, majd elhatárolhatatlanul a dachsteini mészkő következik. (ALFÖLDI L. 1960-ban ezeken az átbuktatott rétegeken észlelte a feltűnően meredek dőlésszöget.)

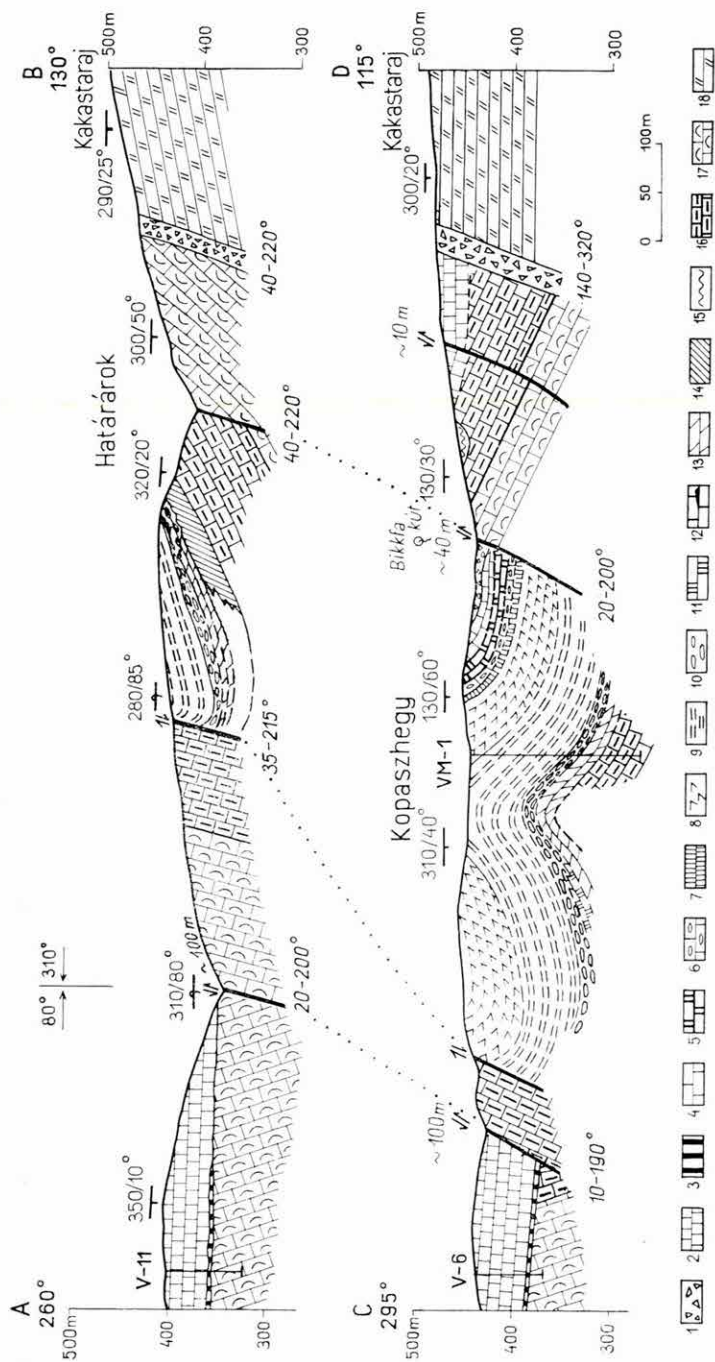


Fig. 1. Coupe géologique suivant la ligne de Városlőd — Határárok — Kakastaraj (A—B) et Kopaszhegy — Kakastaraj (C—D)

1. Miocén kavics, 2. lutéciai nummuliteses mészkő, 3. lutéciai kőszennyos agyag, 4. titon calpionellás mészkő, 5. kimmeridzei-titon lombardias mészkő, 6. kimmeridzei globigerinás, *Aspidoceras acanthicum*-os mészkő, 7. oxfordi tömött mészkő, 8. bath—callovi radiolarit, 9. balóci lemez marga és mészkő, 10. margs mészkő, *Hildoceras* sp.-vel, 11. karbonátos Mn-ér, radiolarios Mn-ér, 12. erdővidéki marga (10—11. toaré), 13. erdővidéki mészkő + MnO, 14. barnasvörös mészkő (12—14. plensbachii), 15. hierlatz mészkő, 16. tüzköves mészkő (15—16. vármuri), 17. hegyi—raeti dachsteini típusú mészkő, 18. nóri földomót, Réteghatár: ——— észlelt, ——— szerkesztett.

Fig. 1. Coupe géologique suivant la ligne de Városlőd — Határárok — Kakastaraj (A—B) et Kopaszhegy — Kakastaraj (C—D)

1. Gravier miocène, 2. calcaire à Nummulites du Lutétien, 3. argile lutétienne à traces de charbon, 4. calcaire titonique à Calpionelles, 5. calcaire à *Lombardia* du Kimmeridgien, 6. calcaire kimmeridgien à *Aspidoceras acanthicum* et *Globigera* et *Globigera*, 7. calcaire compact de l'Oxfordien, 8. radiolarite du Bathoni—Callovien, 9. marne et calcaire lamellaires du Balóci, 10. calcaire marneux à *Hildoceras* sp., 11. minéral de manganèse carbonaté, marne à radiolaires (10 à 11. Tourcien), 12. calcaire à Grinoides + MnO, 13. calcaire lamellaire à silex, 14. calcaire rouge brunâtre (12 à 14. Plensbachien), 15. calcaire de Hierlatz, 16. calcaire à silex (15 à 16. Sinemuriens), 17. calcaire de type Dachsteinalk du Heftango—Rhétien, 18. Hauptdolomit du Norien.

Contacts: ——— observés, ——— construits

A Határárok és a Háromosztatú árok közötti dombon a szinklinális tengelye és két szárnya a felsőpliensbachi alemelet mangánércfekü crinoideás és lemezes, tűzköves mészkővében a felszínen, jó feltárásban rögzíthető. A szinklinális aszimmetriája az említett feltárásban is látható.

Az aszimmetrikus felépítés mechanizmusának megismerését további részletes tektonikai elemzések adják majd meg. Eddigi elképzelésünk szerint az aszimmetria nem eredeti sajátosság, hanem a fiatal hegységképző fázisok hatásainak következménye.

Az 1. ábra C—D szelvényén látható, hogy a gyűrődésben a titon calpionellás mészkővéig bezárólag vesznek részt a júra képződmények. A szelvény megszerkesztését a VM-1. jelű perspektivikus mangánkutató fúrás rétegsora és a Kopaszhegyen a talajtakaró alatt közvetlenül szálban álló, kutatóknakkal feltárt, igen jól rétegzett dogger képződményekben észlelt dőlési adatok tették lehetővé.

A gyűrődéses formaelemek jól követhetők a szentgáli terület számos más részén is. A szentgáli Tűzköveshegy tetején levő kőfejtőben egy antiklinális teteje bukkan ki, melyet már NOSZKY J. is észlelt és rögzített. A Gombás-pusztánál levő vasúti bevágás közel 100 m hosszban tárja fel az erősen gyűrűt, lemezes, márgás, tűzköves dogger mészkövet. A KOPEK G. által említett Csojányos-völgyi mellékárookban az ÉNy-ról lehatároló, formailag feltolódásként észlelhető, dörzsbrecceával kísért törési zónától DK-re a nóri földolomithoz támaszkodó, helyenként gyűredezett, másutt általában 70—80°-kal DK-re dőlő szinemuri tűzköves mészkőscrozat és dachsteini típusú mészkő jó feltárásait találjuk. A Vörös-sziklától Ny-ra, a Kecskehegytől D-re levő dombokon a dachsteini típusú mészkő vastagpados rétegeiben sok feltárásban rögzíthetők gyűrődéses formák. Az úrkúti mangánérc-bányában feltárt gyűrűt formaelemek közismertek.

A tárgyalt szerkezeti formák az új földtani felvétel alapján szerkesztett fedetlen térképen mindenütt ábrázolhatók, ahol a felszínen vagy közvetlenül a negyedidőszaki képződmények alatt vannak, s lefutásuk a fiatal töréses elmozdulások bonyolító hatása mellett is jól követhető.

A triász, júra, alsókréta időszaki képződmények „fizikai sajátosságaiktól függően erőteljesebben vagy gyöngébben gyűrtek” (KOPEK G. 1962 p. 414). Tény, hogy a merevebb felsőtriász és a mélyebb liász rétegek enyhébb, ill. nagyobb sugarú hajlításos formákat (gyűrődést) mutatnak, míg a plasztikusabb felsőliász radioláriás márgában, a mangánkarbonátos összletben és a dogger márgás, lemezes, tűzköves mészkőben, valamint a radiolaritban a gyűrődéses formák finomabbak, térben 20—30, sőt néhány méterenként is válthatják egymást.

Azok az elgondolások, melyek több km-es vízszintes elmozdulásokat és nagyobb tömegek horizontális elvonszolásait valószínűsítik a nóri földolomit mai felszíni elrendezéséből, s feltárásokban észlelt csúszófelületek vízszintes rovátkáiban és barázdaiban látják ennek igazolását, véleményünk szerint tévesek. Ilyen elvonszolásokat igazoló milonitsávokat és zúzott, gyűrűt zónákat a Középhegység területén mindmáig sehol nem észleltek. Az általunk is megfigyelt vízszintes rovátkák a szentgáli területen a liász rétegekre korlátozódtak, s bár számos feltárásban igazolható vízszintes elesés, ezek mértéke igen kicsiny. A felszínen észlelhető, térszükülést bizonyító jelenségek a Középhegység különböző részein más és más nagyságrendű hatásra vallanak.

Az erőteljesebb térszükülést szenvedő szakaszokon a köztömbök ÉNy—DK-i csapásirányú törések mentén váltak el egymás mellett csúszva vízszintes barázdákat hagytak hátra. A legerőteljesebben gyűrűt zónákhoz sorolhatjuk a Középhegység területén a Kakastaraj és Határárok gyűrűt képződményeit.

A helyenként monoklinális dőlésűnek észlelt, pontosabban a Középhegység krato-

geoszinklinálisának DK-i szárnyát képező, legkevésbé hajlított dolomitrétegek mai — a felszínen több km-re elvonszoltaként vélt — elhelyezkedése, szerintünk már a jura időszakban hasonló volt. Azokon a területeken, ahol a dolomit tömeget sávos elrendeződésben, a tömegtől távolodva kis távolságon belül a partközéltől a mélyebb tengeri képződményekig változó, egy sávon belül azonban azonos fáciesű képződmények övezik, nem férhet kétség ahhoz, hogy a dolomit tömeg az üledékgyűjtő aljzatán kiemelt helyzetű volt. A legszemléletesebb példát erre a Kakastaraj dolomitja nyújtja. Feltétlenül figyelembe kell venni azonban azt, hogy a fiatal töréss mozgások eredményeképp éppen a kiemeltebb helyzetű tömeget körülhatároló mélyreható törések — ezek első nyomainak megjelenését a későbbiekben tárgyaljuk majd — újra (már gyorsabb lefolyással) felfeljűltak, s így a jura folyamán kiemelt rész, a tömböt övező képződményekhez képest később még magasabb helyzetbe került és az akkori kiemelkedést felépítő kőzetek egy része lepusztulhatott.

Az említett, vízszintes elmozdulások hatásának tulajdonított térbeli elrendeződést más esetekben nagyobb vetők és a későbbi lepusztulás természetes következményei eredményezik.

A törve-gyűrt szerkezet végső formáját gyors lefolyású gyűrődéses mozgás hozta létre. A mozgási fázis ideje elég pontosan rögzíthető, ui. a középsőkréta apti crinoideás mészkő még a törve-gyűrt szerkezeti emelethez csatlakozik. A középsőkréta apti márga- és agyagösszlettel indult meg a következő nagy üledékciklus és ez az összlet adja a töréss szerkezeti emelet legidősebb képződménysorát.

A fázis tehát az apti emelet idejére esik és időben az újkimmériai hegységképző mozgások fiatal szakaszával párhuzamosítható. Ez a kéregmozgás nem hozott létre magas hegységeket, csupán — helyenként erőteljesebben, másutt gyengébben — véglegesen felgyűrte és — alárendelten — feldarabolta a szerkezeti emeletet felépítő képződményeket és a már nagyrészt szárazföldön levő szentgáli területrészt egységesen a tenger szintje fölé emelte, aránylag osztott térszint létrehozva.

Szelvénytérképezések és ösföldrajzi megfontolások alapján a kiemeltebb területek egykori tengerszint feletti magasságának megközelítő felismeréséig is eljuthatunk majd.

Az előzőkben tárgyalt törve-gyűrt formák létrejötté semmiképpen sem tekinthető egyetlen, gyors lefolyású hegységképző fázis hatásának, mely a nyugodt településű, eredeti helyzetben levő képződményeket egyszerűen felgyűrte és feldarabolta. Következtetéseinket részletes terepi megfigyelésekre alapozva csatlakozunk azokhoz, akik a gyűrődéses szerkezet alakulását lassú és folyamatos földkéregmozgás végső eredményének tekintik, hangsúlyozva a zárófázis nagyobb intenzitását az előző, előkészítő kéregmozgásokhoz viszonyítva.

Az említett apti márgasorozat szögdiszkordanciával települ az idősebb képződmények helyenként gyűrt, lenyesett felszínére. Területenként erősen változva ez a felszín nagyrészt az újkimmériai fázis előtt, a jura végén már megvolt. A jura időszak és a neokom képződményein kívül, melyek alapján elsősorban biztonsággal igazolhatóak a terület már a jura végén* szárazföldön levő részei, a középsőkréta márgasorozat transzgressziós településének jellege is a lenyesett felszín júravégi létezése mellett szól.

A jura folyamán fokozatosan feltöltődő kratogeoszinklinális enyhén hajlított szárnyainak szárazföldre került térszínéről, mely osztatlan volt, nem várható durva

* Ez ellen szól az a számos helyen megfigyelhető tény, hogy az alsókréta rétegsor (berriázitól hauseri-viig, sőt barrémiig) a felsőjurával szoros területi és rétegtani összefüggésben, a szerző által elkülönített törve-gyűrt szerkezeti emelet tagjaként lép fel, s az apti agyag- és márgaösszlet e rétegsor kibillentett, lepusztított felszínén törmentékes alaprégekként transzgradál. Számos nyílttengeri folyamatos rétegsorú terület-egység bizonyítja tehát a ciklus egységét, s cáfolja a feltételezett „júravégi” térszínalakulást. Bizonyíthatóan későbbi a fázis kora és a kiemelkedés ideje. (Szerk. megj.)

törmelékanyag-szállítás a júra medencébe s annak árkos süllyedékeibe, tehát a hézagos júra rétegsorokban durva törmelékanyagot nem feltétlenül kell találnunk.

Másik oldalról elemezve a gyűrt szerkezetet, amennyiben egyetlen fázis hatásának tekintenénk a kialakult formákat, a nagy vastagságú dolomitban, a dachsteini mészkőben, de még a júra mészkőfajtákban sem találhánk meg a gyűrt formáknak még a nyomát sem. Szerintünk a feltételezett egyetlen fázis talán csak a legplasztikusabb toarci márgát, a dogger agyagközös, márgás mészkövet és a radiolaritot lett volna képes meggyűrni. Míg esetünkben a merevebb, nagy vastagságú rétegeket, s azok igen enyhén gyűrt formáit is többnyire kisebb-nagyobb törések kísérik. A gyűrt formák lassú kialakulását a vastagpados, merevebb rétegekben tehát folyamatos kéregingadozások eredményezhették. E formák enyhén hajlítva már az üledékképződés közben kialakultak, s mivel ezek a képződmények az erőteljes zárófázis során ugyanúgy továbbgyűrődni, mint a plasztikus rétegek, már nem voltak képesek, így a létrejött feszültség törésekben oldódott fel. Igen figyelemre méltó az a tény is, hogy a zárófázishoz időben közeli képződésű kimmeridgei, titon, neokom és apti mészkő kisebb vastagságú rétegeiben tulajdonképpen gyűrődéses formát már nem is észlelünk. Ezek a rétegek a főfázis erőteljes hatására az alattuk fekvő plasztikusabb dogger képződmények gyűrt formáit hajlításban követni nem tudták, csupán törésekben feloldódva — mintegy „körülölvélve” a fekvő hajlításos formáit és dőlésben csatlakozva hozzájuk — vettek részt a szerkezetben.

A rétegek fedővel való leterhelése szerintünk másodrendű szerepet játszott. A dogger rétegek éppen plaszticitásuknál fogva gyűrődtek, hiszen az igen kis vastagságú malm és neokom rétegek leterhelése nem volt nagy, sőt egyes területrészekben a főfázis idejére már lepusztultak a fedőből vagy nem is képződtek. Ezek szerint a felszínen megmaradt dogger rétegeket ugyanolyan leterheletlenül érthette az újkimmériai hegységképző mozgás, mint a malm és neokom képződményeket. A mélyben levő vastagpados alsóliász rétegek pedig, leterheltségüktől szinte függetlenül, a gyűrt formák mellett erőteljesen feldarabolódtak. (Éppen ezért feltárásban a vastagpados, merevebb törve-gyűrt rétegekben 10–20 m-es szakaszon a hajlításos elemeket közvetlenül nem észleljük.)

Az újkimmériai hegységképző fázis alakította ki tehát véglegesen a törve-gyűrt szerkezeti emeletet. Ez a szerkezet azonban, még a fiatalabb fázisok hatásától eltekintve is, kéregmozgások hatásainak összessége, melyek a szerkezet legidősebb képződményének keletkezésétől a legfiatalabbig változó intenzitással és jelleggel hatottak.

Részletesebben elemezve a tárgyalt szerkezet felépítését, az üledékgyűjtő tér igen szembetűnő tagoltságát tapasztaljuk. Korántsem látjuk azt a képet, hogy a triáستól az aptig a szentgáli területen levő kratogeoszinklinális rész egyenletesen süllyedt, s e süllyedést kompenzálták a képződött üledékek. (Amennyiben ui. az üledékképződés lépést tart a süllyedéssel, úgy a faciessávokon belül szembetűnő litológiai változást nem tapasztalunk. Ez a szerkezeti elemzés egyik legfontosabb és legmegbízhatóbb kiindulópontja.)

Területünkön a nóri fődolomittól kezdődően a szinemuri tűzköves mészkősorozatig, egy-egy emelet határain belül, első megközelítésben, a képződmények térben aránylag egyenletes vastagságúak. A vastagság a süllyedés mértékét önmagában nem határozza ugyan meg, de a süllyedés térbeli egyenletességére biztos alapokat ad. Az említett emelet idején a szentgáli területen a medencerész aljzata nagy vonalakban egyenletesnek mondható. További részletes fáciesvizsgálatok szükségesek

ahhoz, hogy az említett időn belül az aljzat kisebb egyenetlenségeit s az általunk feltételezett ÉNy-i irányban mélyülő voltát, valamint az ezeket meghatározó kéregingadozások hatását részletezzük. Nem szabad figyelmen kívül hagynunk, hogy VÉGH S. a Kakastaraj dolomitjához közeli területeken az Északi Alpok raeti dachsteini korallzátonyait övező biogén mészhomokfáciesre feltűnően emlékeztető üledékközettni jelleget ismert fel a dachsteini mészkőben. A NOSZKY J. által triász—júra határként említett oolitos mészkőpad, mely a Kakastaraj közelében mindenütt nyomozható, attól távolodva DNy-ra a rétegsorból kimarad. E néhány adat alapján a kiemelkedő háta nyomai már a triász végén sejthetők. A szinemuri—pliensbachi hierlatz jellegű brachiopodás mészkővel már biztonsággal rögzíthető a kiemelkedő zátonyok, ill. szigetek jelenléte. A szentgáli területen igen élesen kirajzolódik, hogy a szinemuri—pliensbachi, főként *Brachiopoda* faunával jellemzett mészkőfajták maximalsan 200 m széles övben nyomozhatók csupán, nem egyenletes lefutású sávokban, hanem kiemelkedő, breccsazónával övezett idősebb közettömegeket körülölelve. Ezeknek a mészkőeknek üledékképződési színterét — GEYER G. (1886) elképzeléséhez csatlakozva — olyan sziklás zátonyzónának tekintjük, ahol egyes tömegek szigetszerűen kiemelkedhettek, más szirtek pedig csak megközelítették a tenger szintjét. Ilyen kiemelkedett részként mutatkozik többek között a Kakastaraj és a Csárdahegy körzete. Ma már nem okozhat nehézséget annak a meglátása, hogy a — már a raeti emeletben sejthető, majd egyre jobban kirajzolódó — szirtek és szigetek a rajtuk és körülöttük végbemenő üledékképződést igen erőteljesen befolyásolták.

A dolomit és a hierlatz jellegű mészkő közötti, száz métereket is meghaladó rétegsorokat, melyeket az ideális rétegszelvényekből ismerünk, egyáltalán nem kell keresnünk e szigetek és zátonyok tetején, hiszen lerakódásukra ezeken a helyeken nem is volt lehetőség. A szigetektől távolabbi, tengerrel borított részekben viszont, ahol a dachsteini mészkő és a dachsteini típusú mészkő felett a szinemuri tűzköves mészkősorozatból üledékfolytonossággal fejlődik ki az alsópliensbachi ammoniteszes, gumós mészkő, ott ennek partközeli heteropikus fáciesét, a hierlatz jellegű mészkövet sehol nem találjuk. A medencealjzat tagolódását, az úgynevezett szigettenger kialakulását a kéregingadozások egyik jellemző kísérőjének, a mélyreható töréseknek, pontosabban az eltemetett kristályos tömeg törések menti függőleges irányban mozgó blokkjainak felszíni megnyilvánulása eredményezte.

BELOUSZOV (1962. pp. 324—335) szerint: „A mélyreható törések alatt olyan tektonikai síkokat értünk, melyek térben hosszan követhetők, áttörve a szilárd földkérget, részben behatolnak a plasztikus kéregalatti részbe is és minden esetben hosszú életűek. Ez utóbbi azt is jelenti, hogy a mélyreható törések mentén történő elmozdulások hosszú geológiai idők folyamán mentek végbe. Ezek a törések feltehetőleg függőlegesek, ismétlődők, újra és újra éledők, s az ezek mentén történő függőleges elmozdulások előjele változhat.” „A mélységi töréseket a morfológiában mint hatalmas függőleges, tektonikus breccsával kísért zónákat észleljük.”

Területünkön ebbe a típusba sorolható mélyreható töréseknek nemcsak a hatását, de a felszínen nyomozható iskolapéldáját is megtaláljuk.* A Kakastaraj dolomit-tömbjét DNy-ról, ÉNy-ról és ÉK-ról 50—100 m széles dörzsbreccsa-zóna övezi (amit

* BELOUSZOV megfogalmazásának ilyen kicsiny törésvonalakra való alkalmazása félreértésen alapulhat. Az átlagosan 20—24 km vastagságú szilárd kérget áttörő tektonikai sík horizontális kiterjedése arányos annak vertikális méretével. A szerző által észlelt, felszínen kb. 0,5—1 km csapáshosszban nyomozható, s egy tömböt három oldalról határoló törésvonalak mélyreható (több tízezer m-ig behatoló) voltát sem a földtani sem a geofizikai vizsgálatok nem igazolják. (Szerk. megj.)

Noszky J. is említ). DK-i oldalról a dolomittömböt ilyen töréssel lehatárolni nem tudjuk s sem a rétegsorban, sem a szerkezetben a nyomát sem találjuk. Miután a felső-pliensbachi alemeletben rögzíteni lehet, hogy az osztott lefutású töréses zónától DK-re eső terület a tenger szintje felett volt, a tárgyalat zónával nem szigetsort határolunk el, hanem a zóna mentén futó partvonalat.

A kösszeni törmelékes és töredezett kagylóhéjakat tartalmazó rétegek és a sekélyvízi oolitos dachsteini mészkőpadok megjelenése alapján a tengerpartnak területünkhöz való — ÉNy-i irányú — fokozatos közeledését sejtjük. A DK-re fekvő kristályos alaphegység, mint kratogeoantiklinális csatlakozott a Középhegység kratogeoszinklinálisához s a hettangi—szinemuri emeletekben már a szárazföldön volt.

A júra kőzeteinek vasas színeződése, az első tűzkőbetelepülések megjelenése, majd állandósulása, a mangántartalom fokozatos feldúsulása, első nyomai az elhalt élőlények vázain, majd meghatározott fizikai—kémiai, esetleg biogén hatásokra történő teljes kicsapódása a toarci emeletben a gránittömegek felszíni helyzetéről tanúskodik, melyek kémiai mállásából származó s az ÉNy-ra levő medencébe történő szállítása révén került a Si, Al, Fe és Mn az üledékgyűjtőbe. (Példaként kiragadva a mangánt, számos kémiai elemzés adatai alapján láthatjuk, hogy az alaphegység gránitfajtái 0,04—0,08%-ban tartalmazták ezt a fémeket. Ha a mangántartalmat átlagosan csak 0,04%-osnak vesszük, csupán egy 40×40 km-es területről, ahol a gránit a felszínen van, kémiai bomlás után, csak 20 m mélységig számítva a lepusztulást, több mint 30 000 000 tonna fémmangán szabadul fel.)*

A Középhegység kratogeoszinklinális a Alpok geoszinklinálisával mindvégig szoros kapcsolatban maradván egészen keskeny, mély árkos besüllyedést hozott létre, melynek pontosabb lefutása a szentgáli kis területen természetesen nem rögzíthető, az árok DK-i, törés mentén kiemelt peremét a tárgyalat breccsazonával azonban meghúzhatjuk. Egyelőre még csak sejtetni tudjuk s a jövő kutatásaitól remélünk bizonyítást arra a feltételezésre, hogy a több száz méter mélységet is meghaladható árok egyik ÉK—DNY-i irányú nyúlványa a szentgáli területen húzódtott s szélessége egyes helyeken nem haladta meg az 1000 m-t.** Az üledékképződés jellegét — a felsőliásztól kezdődően, a bath—kallovi radiolarit lerakódásáig — az árok üledékgyűjtője szabta meg. A szentgáli területen a júra üledékgyűjtő árok jellegét alapjaiban tisztázottak tekintjük. A júraképződmények részletes faciológiai vizsgálata után a részletesebb szerkezeti elemzés is megoldható lesz. A keskeny, de jól szellőzött és hirtelen mélyülő tengeri üledékgyűjtő árokban a legkisebb kéregingadozás következtében is a partokhoz közeli részekben üledékhézagok rétegsorok keletkezhetnek s a már oszcillációnak is nevezhető mozgások folyamán a kiemelt, partokhoz közeli sávok területe időnként a tenger szintje fölé is került. Kétségtelen azonban, hogy a partközeli rétegsorok kis vastagsága nagyrészt üledékképződési gátlások és elmosások következménye is lehet.

A Kakastarajtól ÉNy-ra levő határarki területen, a törési zónától 200 m-re, az üledékgyűjtő süllyedék felé eső részén a felsőpliensbachi alemelet ércfekű crinoideás mészkőve éles határral települ az alsópliensbachi alemelet ammoniteszes, gumós mészkővére. Az ammoniteszes gumós mészkő az árokész mintegy 50—100 m mélységű pástájában keletkezhetett, az erre települő mangánércfekű crinoideás mészkő pedig, mely tömegesen tartalmaz *Brachiopodákat*, *Crinoideákat*, néhol korallokat és

* A júrában felszínen levő alaphegység összetételére Szerzőnek bizonyítéka nincs (gránitos éppúgy lehetett mint bázisos vagy metamorf). Emellett a mangán koncentráldásának és újrakiválásának a lepusztulási terület megfelelő összetételén túl egyéb feltételei is vannak. Mi biztosította pl., hogy a 40×40 km-es területről egyetlen — aránylag kicsiny — helyre összpontosuljon az oldott anyagok beszállítása és maradék nélkül ott ki is váljon? (Szerk. megj.)

** Hogy júra üledékgyűjtő volt a szentgáli területen azt nemcsak sejtjük, de határozottan tudjuk is — a júra kőzetek jelenlétéből. Erre tehát kár kutatást pazarolni. Megfontolandó az is, hogy 1 km-es szélességű, többszáz méteres mélységű tengeri üledékgyűjtő Földünkön ma sehol nem található, vagyis kialakulása rendkívüli körülményeket igényelhet. Szigetenger a szárazulati párkányon alakul ki, 20—50, maximálisan 200 m-es tengermélységekkel — kivéve az óceáni vulkáni szigeteket, melyekhez hasonlóan azonban a bakonyi júrában nem voltak — a földtani bizonyítékok szerint. (Szerk. megj.)

apró, összemossott, vékony héjú kagylók töredékeit, alig néhány méterrel a tenger szintje alatti aljzaton képződhetett.

A crinoideás mészkő — melyben megjelennek az első mangános kiválások — a fekvő ammoniteszes mészkő asztal nagyságú tömbjeit és kisebb darabkáit cementálja össze. A crinoideás mészkő jellegzetesen autigén breccsás, a medence belseje felé 50–100 m-rel tűzköbetelepüléssel, majd még tovább tömött szövetű, mangángumós mészkőbe megy át. A határarki feltárások egyikében észlelhető, hogy a partközeli mészkő két esetben a szárazföldre került. A tömött mészkőpadot szárazföldi agyag* váltja fel, melyben a mészkő kissé kopotott darabjai találhatók. Az ércfekü crinoideás mészkövet a szelvényben felfelé oxidos mangánérré váltja fel, mely ugyancsak a partközeli részen keletkezett s több helyen az alsópliensbachi ammoniteszes mészkő törmelékét cementáló formában, illetve breccsaként jelentkezik. A tárgyalt szelvényben a partvonalat jelző 200 m-es sáv területe tehát többször a szárazra került.

A szentgáli térképlapon levő úrkúti Csárdahegy területének szárazföldre kerülése ma még egyértelműen nem igazolható. Az ott észlelhető nagy mélységű töbrök kialakulása nem tekinthető csupán szárazföldi karsztosodásnak. Ennek a kérdésnek a megoldását a hierlatz jellegű mészkő üledékképződési viszonyainak részletes megismerése adhatja majd meg. Véleményünk szerint a felsőpliensbachi alemelet idején ezen a területen is parközeli sáv húzódtott s a partvonalat itt a Csárdahegy kiemelt dachsteini típusú mészkőve alkotta. A csárdahegyi területész — határarki analógiára — a felsőpliensbachi alemelet végén válhatott a partközeli mangánoxidos üledékképződés színterévé.

A partmenti oxidos ércképződéssel egyidejűleg a sülyledék mélyebb részein gyors fációs-változásokkal jellemzett folyamatos üledékképződés folyt, lényegesen nagyobb vastagságú üledéksort hozva létre. Az oszcillációs mozgások nyomait a mély árok belső területein alig észleljük. A mangánérré kiválását — miután az anyagszállítást DK-ről sejtjük — az árkos sülyledék ÉNy-i partszegélyi sávjában az eddigi elképzelések alapján nem várjuk. Akkor, amikor a határarki területen a fent leírt gyors fációs-zóna-változásokat tapasztaljuk a medence (árok) belseje felé, szemléletes képet kapunk az árkos sülyledék hirtelen mélyülő voltáról. Egy több száz méter mélyen a tenger szintje alatt levő aljzaton, bármennyire is osztott legyen az, térben semminemű litofációs-változást nem észlelünk. Ilyen esetekben feltehetően a leülepedő képződmények vastagságai változnának az aljzat egyenetlenségétől függően. Nem tartjuk valószínűnek azt sem, hogy egy igen mély, sötét aljzaton gazdag élőlénytársaság tanyázza éppen a kiemeltebb helyzetű tömegek körül s ettől néhány 100 m-re, ahol az élettér ugyanaz, ezek alig mutatkoznának.

Ugyancsak a partvonal sávjában a bajóci emeletbeli skirroceraszos mészkő települési helyzete alapján rögzíthető partközeli üledékhézag. A mély árokreszen ezzel egyidőben még erőteljesebb sülyledés és folyamatos üledékképződés folyt. A bajóci skirroceraszos, paleotrixes, pseudoglobigerinás mészkő feltűnő üledékhézaggal települ a Tűzköveshegy területén hol a toarci márgás, ammoniteszes mészkőre, hol a felsőpliensbachi alemelet ausseiteszes mészkővére. A szentgáli SzM-1. jelű fúrás 98,70–118,40 m-ig közel 20 m-es szakaszon breccsát harántolt, melynek jellegzetes bajóci kötőanyagában a középső- és felsőliász mészkőfajták feldolgozott törmelékét, kisebb-nagyobb szegletes darabjait találjuk. A Tűzköveshegyen (a volt „Schell”-féle kőfejtőben) a pseudoglobigerinás, paleotrixes bajóci mészkő — feltárásban jól észlelhető — repedéskitöltésként a felsőpliensbachi alemelet gumós mészkővének alsó határáig befolyt. Ezt a jelenséget és az üledékhézagot is a partvonal sávjához köthetjük. A szentgáli Somhegy és Tűzköveshegy között húzódó Savóvölgyben szálban álló feltárásban, a *Posidonia alpina* tartalmú bajóci mészkőben, feldolgozott középsőliász anyagú tömböket találunk. Az üledékhézag sávjában a bajóci képződ-

* Az agyag szárazföldi eredetének feltevése még bizonyításra vár. (Szerk. megj.)

mények szembetűnően mészkővel indulnak, nagy alakú gazdag *Ammonites* társaságot tartalmaznak és sok *Pseudoglobigerinát*. A kratogeoszinklinális árkos süllyedékének mélysége a dogger végén érte el a maximumát. A malmig az árok feltöltődött. A malm mészkőfajtáit mindenütt egyveretű fáciesben találjuk, amivel az aljzat osztatlansága igazolható.* A kimmeridgei aspidoceraszos mészkő jóval túlterjed az előző üledékek határain. Figyelemre méltó, hogy feltárásainkban a kimmeridgei mészkő mindenütt a radiolarit elhálott, elagyagosodott felszínére települ. A radiolarit vastagsága pedig erősen változó.

Az üledékciklus végéig az állandóan ható kéregingadozás továbbra is oszcillációkban nyilvánult meg, melyek a malm és neokom képződmények településéből rögzíthetők. A neokomban és az apti emeletben végbemenő oszcillációs mozgások jellegét FÜLÖP J. (1964. p. 71) grafikonosan is ábrázolta s területünkön a feltárt képződmények alapján a mozgások ebbe a grafikonba beilleszthetők.

Az eddigiekből kitűnik, hogy a törve-gyűrt szerkezeti emeletet felépítő képződmények keletkezése idején a földkéregmozgások kéregingadozásban és oszcillációkban nyilvánultak meg, melyek a mélybesüllyedt blokkok változó mozgásának felszíni kifejezőjeként kiemelt hátaikat és süllyedékeket hoztak létre. Ezek az árkos süllyedékek az üledékképződés folyamán hol erőteljesebben, hol gyengébben változtatták mélységüket. A süllyedék és a partvonal határán a mozgás üledékhézagokat, breccsazonákat és hajlításos formákat hozott létre. Az újkimmeriai hegységképző fázis idején a gyűrődéses mozgások területünkön is aránylag erőteljesen hatottak és kialakították a kiemelt, felgyűrt és feldarabolt térszint.

Töréses szerkezeti emelet

A töréses szerkezeti emelet, melybe csak a töréses formákkal jellemzett középsőkrétát és a fiatalabb képződményeket soroljuk, az aptitól napjainkig végbement kéregmozgások összes bélyegét magán viseli. A pliocén kor végi rhodáni hegységképző fázissal tekintjük befejezettnak az általunk törésesnek nevezett szerkezeti emelet kialakulását.

Az ennél fiatalabb kéregmozgások tanulmányozása területünkön nem oldható meg, a tanulmányozásra alkalmas képződmények hiánya miatt. Szerkezetilemzési szempontból ez a hiány azt jelenti, hogy a rhodáni fázissal kimutatott szerkezeti elemekben olyan későbbi mozgások nyomai is benne foglaltatnak, melyeket elkülöníteni a területen nem tudunk.

A szerkezetilemzést a fiatalabb mozgásoktól az idősebb mozgások felé haladó sorrendben végeztük. Mindaddig, míg egy-egy fiatal mozgási fázis nyomait nem távolítjuk el a szerkezetből, a soron következő idősebb szerkezeti emeletek sajátosságait tanulmányozni nem áll módunkban. A töréses szerkezeti emeleten belül megfigyelt üledékciklusok alapján alemeletek elválasztására nyílik mód. A képződmények térbeli elhelyezkedése, az előző ciklus üledékeire való településük a kéregmozgások minden mozzanatát rögzíti. A rhodáni fázis töréses elemeinek „eltávolítása” után a képződményeket eredeti helyzetükbe visszaállítva, az előző üledékciklusok képződményei

* Előzőekben Szerző éppen azt bizonyította, hogy egy nagyobb mélységű aljzaton: „bármennyire is osztott legyen az, térben semminemű litofaciesváltozást nem észlelnénk”. Itt az ellenkezőjét állítja. (Szerk. megj.)

általában nyugodt települést mutatnak. Ez híven tükrözi a terület tektonikai passzivitását az alpi hegységképző fázisokra eső időközön belül.

A szentgáli terület egészében szárazfölddé vált az újkimmériai gyűrődéses mozgások után. A középsőkréta apti emeletének végén a terület egységesen süllyedésnek indult. Az apti végén a területre DNy-ról transzgredáló tenger üledékei rögzítik ezt. (A felsőapti márgaösszletet a térképlap területének DNy-i sarkán találjuk ma meg.) Az albai tenger területünkön az aptinál nagyobb tért hódított, mivel az albai requienias mészkő a fekvő márgák határain túlterjed. Az apti maximális tengerelöntés határvonala egyértelműen meghúzható; az e parttól ÉK-re eső terület osztott térszínű szárazföld volt. Az egyenletes süllyedéshez kapcsolódó fokozatos albai tengerelöntés a DNy-i területrezen nagy vastagságú, míg az északkeletibb területeken kisebb vastagságú requienias mészkőösszlet lerakódását eredményezte. A szubhercini hegységképző fázissal párhuzamosítható időben, a középsőkréta és felsőkréta között gyenge töréses mozgás nyomait találjuk az apti—albai képződményekben. E vetők a terület DNy-i részén általában ÉNy—DK-i lefutásúak, 30—40 m-es vetőmagasságokkal. Ezt az antitetikus vetőrendszert 10—30 m-es (közel ÉK—DNy-i csapású) vetősorozat kíséri. Az említett vetők többsége a fiatal mozgások során felújult.

A középsőkréta után a terület újra egységesen a szárazföldre került s a még osztott térszínről nagy mennyiségű anyag pusztult le. A szubhercini és rhodáni fázisok közötti időben területünkön hegységképződés hatása nem igazolható. Tektonikailag nyugodt a terület. Szerkezetelemzésünk alapján csak kéregingadozások, oszcillációk rögzíthetők, az alpi hegységképző fázisokkal egybeesően.

A kiemelt helyzetű szentgáli terület felsőkrétában végbemenő süllyedését csak a Ny-ra eső területek ismerete alapján elemezhetjük. A felsőkréta transzgresszió, mely a szenon köszénteleppel indult, a szentgáli területre K-i szélét érte csak el, így az ÉK—DNy-i lefutású partvonalnak rövid kis szakasza rögzíthető csupán. Területünk zöme mindvégig a tengerszint felett, kiemelt helyzetben maradt, egyre laposodó térszínnel. A felsőkréta üledékciklus és az eocén ciklus közé eső mozgási szakasz kéregingadozás jellegű. Területünkön részletesebben elemezni — miután a felsőkréta képződményeket itt alig találjuk meg — nem áll módunkban.

Az eocén üledékciklussal rögzíthető a terület újabb, erőteljes süllyedése. A tenger ÉNy-i irányból transzgredált. A rétegek vastagságát, fáciesjellegét az osztott térszín határozta meg. Az eocénen belüli oszcillációs mozgások részleteinek megismerése* csak korszerű anyagfeldolgozástól várható. Az eocén tenger transzgressziója jellegeiben a felsőkréta transzgresszióhoz hasonlítható. Az egyre nagyobb területekre való kiterjedés a Középhegység e részének további fokozatos süllyedéséről tanúskodik. Az egységes süllyedés, mely feltehetően oszcillációs jellegű, a felsőeocénig észlelhető.

A terület ekkor, a kéregingadozások hatására — pozitív mozgás során — újra a szárazra került. A szerkezetalakulásban lényeges változás nem történt. A különböző vastagságú eocén rétegek, melyeket az eocén előtti térszín határozott meg, szerkezeti változásoktól majdnem teljességgel mentesen kerültek szárazra. A szentgáli terület kiemelt részei (a DK-i részek) sem a középső-, sem a felsőkréta folyamán, de még az eocénen belül sem váltak a tengeri üledékképződés színterévé. A középhegységi köztés masszívumot körülvevő területeken az eocén végén, az oligocénben és a miocén elején hatalmas hegyláncok alakultak ki, melyek kiemelkedését a középhegységi terület annyiban követte, hogy szárazulattá és a körülvevő hegyláncokhoz képest

* Az e téren elért jelentős eredmények (KOEK G. 1962, 1964, 1966; KOEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964, 1965, 1966; KOEK G.—KECSKEMÉTI T.—DUDICH E. 1966) bizonyára elkerülték Szerző figyelmét. (Szerk. megj.)

süllyedékké vált. Ennek a süllyedéknek egyik lapos térszínű részlete volt a szentgáli terület, melyen több száz méter kavicsos, konglomerátumos, homokos szárazföldi, folyóvízi összlet képződött.

A kéregingadozás jellegű süllyedéssel a szárazföldi üledékképződés csak a középső-miocénig tudott lépést tartani. A torton emeletben a területet lassan újra elborítja a tenger. A tengeri ciklust a torton barnaköszén-összlet vezeti be, melyet tengeri molluszkás rétegek fednek. A torton molluszkás rétegekre enyhe szögdiszkordanciával települő kavicsos szarmata összlet a szávai hegységképző fázis idején ezen a területen erőltlen kéregmozgást igazol.

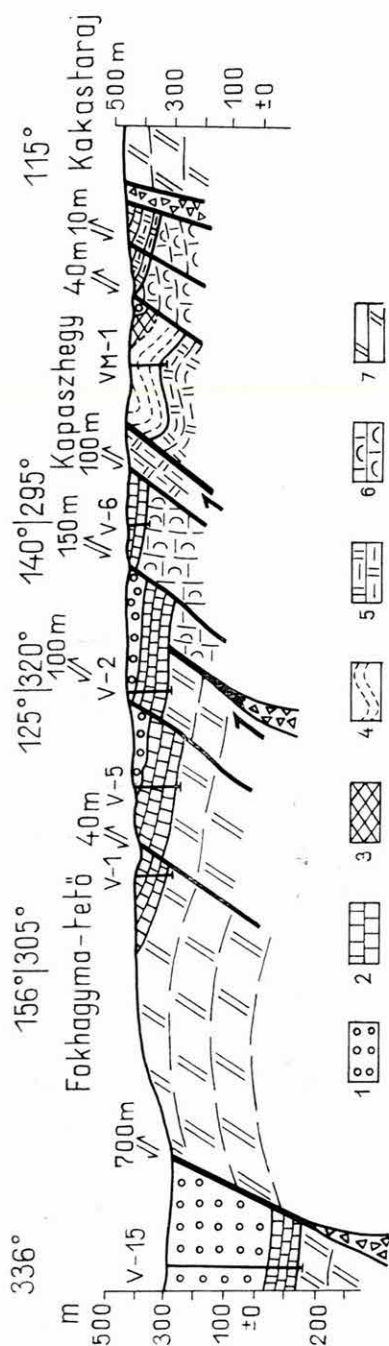
A miocén után a terület intenzív emelkedésnek indult. Egy új, igen erőteljes tektonikai folyamat elindítója ez az emelkedés, mely az újkimmériai hegységképző fázis után az első aktív tektonikai megújulás bevezetője. Területünkön hegységképző fázisokról az említett időn belül nem beszélhetünk, mert hegység sem a felsőkréta, sem az eocén, sem a torton után nem képződött. Az eocén rétegei majdnem ugyanolyan dőlésűek, mint a felsőoligocén—középsőmiocén rétegek.

A herendi barnaköszénterületen a torton összlet 10—15°-kal DK-re dől. Ettől Ny-ra a felsőoligocén—középsőmiocén konglomerátumos sorozat, melyet az eocén fedőjében észlelünk, 15—20°-kal DK-re dől. A fekvőben levő középsőeocén mészkő 20°-kal DK-re dől. Azokon a területrészek, ahol az eocén fedőjében jól rétegzett felsőoligocén—középsőmiocén konglomerátumot észleltünk, a rétegek dőlésértékei közel azonosnak mutatkoztak. Lényeges szögdiszkordancia még az albai requieniás mészkő és az eocén között sem mutatkozik, ami a szubherceini fázissal párhuzamosítható mozgások előzőekben említett erőtlenségét igazolja.

A fiatal, intenzív kiemelkedés a felszínhez közeli rétegekben erős, igen nagyarányú hajlítást eredményezett, melynek következtében tértágulás jött létre. Ez törésekben oldódott fel, tulajdonképpen az idősebb törések felújulásaként, mely törések mentén a legjobban kiemelt tömbök ékszerűen visszazuhanva árkos süllyedékeket hoztak létre. A kidomborodás peremén a Balaton-felvidék bazaltjainak kitörése törvényszerűen kísérte ezt a gyors folyamatú töréses, hegységképző mozgást. „A bazaltkitörések az antiklízisek peremeire jellemzők, melyek kiemelkedésük folyamán erőteljesen feldarabolódnak” (BELOUSZOV, 1962. p. 357).

NAGY G. (1967) alapos megfigyelések és megfontolások után a Dunántúli Középhegység röghegységeinek keletkezését az attikai és rhodáni hegységképződés idejére teszi, s nem lokálisan, de a mecseki területrészt is szemlélve jut erre a következtetésre. Véleményéhez csatlakozva, a szentgáli terület legerőteljesebb fiatal töréses szerkezetét a felsőpliocénben, a rhodáni hegységképző fázis idején itt megnyilvánuló kéregmozgással létrejöttek tekintjük.

A létrejött vetőrendszerek lefutását keletkezésük mechanizmusa meghatározza. Ezek a vetők csak első megközelítésben sorolhatók az ÉK—DNy-i és ÉNy—DK-i rendszerbe. Az általunk észlelt legnagyobb elvetési magasság 700 m. A Fokhagymatetőn észlelt nóri fődolomitra diszkordánsan települő középsőeocén rétegek alja +400 m-re a tenger szintje felett van, míg Városlődön a V-15. sz. bauxitkutató perspektivikus fúrás —117 m-rel a tenger szintje alatti helyzetben találta. Miután a rétegek 15—20°-os dőlésűek, az elvetési magasság közel 700 m-es. Ezt a legnagyobb mérsűl, hatalmas ívű, átlagosan ÉK—DNy-i csapású, 50—60°-kal dőlő vetősíkot a Kakastaraj rögeig mintegy hattagú, közel párhuzamosan lefutó, erősen ívelt, 40—150 m-es elvetési magasságú csatlakozó vetőrendszer kíséri. Ezt a képet a V-15. sz. fúrástól a Kakastarajig szerkesztett szelvény tükrözi (2. ábra). Világosan látszik a



2. ábra. Földtani szelvény a V-15. sz. fúrás és a Kakastaraj között

1. F. oligocén — k. miocén törmelékcsomó, 2. lutéciai nummuliteszes mészkő, 3. malm mészkő, 4. dogger radiolarit és lemezes mészkő, 5. lász mészkő, 6. heitangi-radiár dachsteini típusú lász mészkő és radiár dachsteini mészkő, 7. nori földolomit

Fig. 2. Coupe géologique entre le sondage V-15 et le Kakastaraj

1. Complexe clastique de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen, 2. calcaire à Nummulites du Lutétien, 3. calcaire du Malm, 4. radiolarite et calcaire lamellaire du Dogger, 5. calcaire lassic, 6. calcaire lassic de type Dachsteinkalk (Heitango-Rhétien) et Dachsteinkalk rhétien, 7. Hauptdolomit norien

párhuzamos, antitetikus vetőrendszer egysége. Figyelemre méltó a mélyreható törések egyenletes megoszlása és a függőlegesből kimozdított helyzetük a felszínhez közeli szakaszon. A nóri földolomit ma észlelt rátalálódása a triász dachsteini mészkőre az orogenezis előtt mint függőleges törés szerepelt.

Feltűnő az eocén rétegek egyenletesnek mondható vastagsága is a fedővel borított részeken. Abban az esetben, ha területünkön az eocén kor után hegyek képződését tételeznénk fel, vagyis osztott domborzatú szárazföldet, úgy a magaslatookról az eocén rétegei lepusztultak volna. A felsőoligocén—középsőmiocén fedő alatt azonban az eocén rétegek vastagsága közel azonos. Vékonyabb eocén üledékeket csak azokon a területeken találunk, ahol az eocén előtti térszín által meghatározottan eleve kisebb vastagságú rétegek képződtek. A szárazföldi kavicstakaró már az egyenletes, eocén utáni térszín borította el s túlterjed az eocénen. E konglomerátumos sorozatban a középsőeocén mélyebb szintjeinek kavicsait nem találjuk meg.

A felsorolt tények mind amellett szólnak, hogy a kavicstakaró, a behordó folyó hatásától függően, közel egyenletes felszínre rakódott le.

A rhodáni hegységképző fázistól napjainkig a terület történetében a legnagyobb méretű lepusztítást szenvedte el. Az ez után következő fiatal mozgások hatásait a rhodáni szerkezettől elválasztani nem tudjuk.

* * *

Összegezve az elmondottakat, a szentgáli térképlap területén a kéregmozgásokat a következőkben foglaljuk össze:

I. A törve-gyűrt szerkezeti emeleten belül

1. Kéregingadozások

- a) raeti korszak: az üledékgyűjtő osztottságának első nyoma
- b) hettangi—szinemuri korszakok: az osztott aljzat egyre erőteljesebb megnyilvánulása, szirtek, zátonyok kialakulása
- c) pliensbachi korszaktól a kallovi korszakig: a kratogeoszinklinális szűk, árkos süllyedékének kialakulása

A kéregingadozás eredményeként a peremi részeken üledékhézagok adódnak:

- az alsópliensbachi—felsőpliensbachi között
- a bajóci korszak elején.

- d) kimmeridgei korszaktól apti korszakig: oszcillációs jellegű fenékingadozások

2. Gyűrődéses kéregmozgások

- a) apti korszak közepén (újkimériai fázis)

II. A töréses szerkezeti emeleten belül

1. Kéregingadozások

- a) apti—albai korszakok: süllyedés
- b) felsőkréta kor: süllyedés
- c) felsőkréta—eocén között: területenkénti emelkedés
- d) eocén kor: süllyedés (oszcillációs jelleggel)
- e) eocén—oligocén között: emelkedés
- f) felsőoligocén—alsótortonig: süllyedés
- g) torton—szarmata között: emelkedés
- h) szarmata—pliocén: süllyedés

2. Töréses mozgások

- a) középső- és felsőkréta között (szubhereini fázis)
- b) pliocén kor végén (rhodáni fázis)

A szentgáli térképlap területén folytatott földtani felvételező munka során az úrkúti mangánércbánya, a Kislőd öreghegyi bauxitterület és a herendi barnakőszénterület fúrási rétegsorainak részletes elemzése és számos morfológiai megfigyelés alapján a domborzat és a fiatal töréses szerkezet szoros kapcsolatát sikerült kimutatni. Vetőrendszereinek túlnyomó része a rhodáni fázis hatására alakult ki s a fiatal elmozdulások egyben az erózió irányait is meghatározták.

Rögzíteni lehet, hogy a terület olyan részein, ahol a felszínhez közel tömör mészkő- és dolomitrétegeket találunk, a legkisebb töréses szerkezet is kifejezést nyer a morfológiában. A völgyek nagy többségükben tektonikusak.

A térképen ábrázolható törések alapján a következő törvényszerűség mutatkozik:

A közel ÉNy—DK-i csapású vetők nagy ívben lefutva a kiemelés centrumától függően DK-en vagy ÉNy-on találkoznak s a törési síkok metszik egymást. Egy-egy kiemelt, majd lezuhant tömb felszíni kifejezőjeként felszakadt törések a peremeken a legnagyobb méretűek. A peremi íves vetőkkel párhuzamosan, az ívvel közrezárt tömb központja felé másodrendű, kisebb vetők futnak, melyek a nagy ívnek megfelelően egy pontban találkoznak. A valósághoz hű földtani térkép szerkesztéséhez, melyen a legfiatalabb törésekkel elhatárolható tömbök geometrikus ábrázolására törekszünk, ennek a törvényszerűségnek helyes alkalmazása segítséget nyújthat.

Tömör kőzetekből felépített térszín esetében vető jelölése a térképen, ha a morfológia nem engedi meg, tévedésekhez vezet. Két egymástól, akár 500 m-re észlelt ugyanazon nagyságrendű vetődés sem köthető össze egyenes vonallal, ha a morfológia nem támasztja alá.

Törvényszerűen adódik, hogy az íves lefutású vetők találkozási pontjaiban forrás bukkan a felszínre. A területen levő források nagy többsége vető mentén észlelhető. Az ívek lefutásának ábrázolása, természetesen, elsősorban a különböző idejű képződmények térbeni elrendeződésével és a morfológia együttes értékelésével oldható meg. Azok a földtani térképek, melyeken a ma térben észlelhető közettömbök elhelyezkedését geometriailag helyesen ábrázoljuk, a geológia további fejlődésével, pontosabb rétegtani szintezésekkel csak bővítésre, kiegészítésre, de nem újraszervezésre szorulnak majd. Ha a földkéreg mozgásait nem együttesen, időben és térben, a terület legidősebb képződményétől a legfiatalabbakig szemléljük, hanem figyelmünk egy-egy emeletre vagy akár rendszerre korlátozódik, nemcsak a kéregmozgások értelmezésénél juthatunk téves álláspontra, de könnyen ütközhetünk csupán rétegtani alapon megoldhatatlan problémába. Támogatnunk kell azt az álláspontot, hogy a térképet szerkesztő geológus a szerkesztéshez minden esetben a saját megfigyeléseit és a terepen történt észleléseit használja fel. Véleményünk szerint a térkép szerkesztése munkánk legfellegteljesebb záró szakasza. Az erre fordított energia minden esetben felül kell hogy múlja az egyéb földtani feldolgozásra fordított munkát.

IRODALOM

- ALFÖLDI L. 1960: Városlőd—Kislőd környékének földtani viszonyai. (Jelentés az 1960. évi földtani térképezésről.) — MÁFI Adattár.
- BELOUSZOV, V. V. 1962: Osznovniju voproszű geotektoniki. — Goszgeoltehzizdat, Moszkva.
- CSEH NÉMET J. 1965: Az úrkúti mangánérceterület mai földtani értékelése. — Földt. Kut. 8. 4. p. 8.

- FÜLÖP J. 1964: A Bakony hegység alsó-kréta (berriázi—apti) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol., tom. 13.
- GEYER, G. 1886: Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten. — Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 36. p. 238.
- JASKÓ S. 1952: Veszprém, Nagyvázsony, Úrkút közti terület földtani térképe. — MASZOBAL 1: 25 000.
- KÓKAY J. 1966: A Herend—Márkói barnakőszénösszetétel földtani és őslénytani vizsgálata. — Geol. Hung. ser. Pal., fasc. 36.
- KOPEK G. 1960: Előzetes jelentés az Úrkút jelű 1: 10 000-es léptékű térképlap földtani felvételéről. — MÁFI Adattár.
- KOPEK G. 1962: A Bakony hegység felsőkréta kőszéntelepességgel való összletének ősföldrajzi és hegységszerkezeti vázlata. — Földt. Közl. 91. 4.
- MÉSZÁROS J. 1967: A Szentgál jelű 1: 25 000-es földtani térképlap (fedetlen és észlelési változat) és magyarázója. — Kézirat.
- NAGY G. 1967: A Dorog—Esztergom vidéki paleogén terület szerkezeti helyzete. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 301—309.
- NOSZKY J. IFJ. 1953: A Szentgál—Herend—Márkó és Városlőd környéki jura területek földtani felvétele. — Földt. Int. Évi Jel. 1941—42-ről, záró k. pp. 3—5.
- NOSZKY J. IFJ. 1953: Előzetes jelentés a Szentgál környéki földtani felvételről. — Földt. Int. Évi Jel. 1943-ról, bef. rész, pp. 3—5.
- SZABÓNÉ DRUBINA M. 1962: Az Úrkút—eplényi mangánércterület bányageológiája. — MÁFI Adattár.
- SZANTNER F.—POSGAY K. 1959: Jelentés a Kislőd Öreghegy-i bauxitelőfordulásról. — Kézirat.
- VÉGH S. 1961: Szentgál környékének felsőtriász képződményei. (Jelentés az 1960. évi földtani térképezésről.) — Kézirat. MÁFI Adattár Ter/866.
- VÉGH S. 1964: A D-i Bakony raeti képződményeinek földtana. — Geol. Hung. Ser. Geol. tom. 14.

RECHERCHE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE VÁROSLÖD—HEREND—SZENTGÁL—ÚRKÚT

par

J. MÉSZÁROS

Dans la partie de Szentgál de la montagne Bakony, au cours des levés géologiques au 25 000^e nous avons analysé les phases importantes du développement structurel et les formes de structure qui s'en dérivent.

L'étage structurel plié et fracturé, composé des formations s'étendant du Hauptdolomit norique jusqu'aux calcaires à Crinoides de l'Aptien, peut être attribué à la phase jeune des mouvements néocimmériens de l'étage aptien considéré comme le résultat cumulatif des mouvements ayant eu lieu au cours de la sédimentation. Au cours de la sédimentation, les mouvements d'un caractère d'oscillation, suivis par des mouvements d'écorce renouvelés le long des fractures profondes et donnant naissance à des dépressions et élévations, étaient les facteurs primordiaux pour le développement du bas-fond du bassin. Sur la base des séries jurassiques — incomplètes au bord du bassin et continues à l'intérieur — on peut attribuer chaque phase de mouvements verticaux d'oscillation à un étage structurel défini.

La formation de l'étage structurel plié et fracturé s'est terminé par des mouve-

ments plicatifs à l'Aptien. Ces déformations tectoniques ont produit des synclinaux et anticlinaux de directions axiales NE-SO auxquels des failles de la même direction sont associées. Les secteurs d'un plissement plus intense se sont détachés de ceux d'un bombement moins intense dans des fractures produisant des déplacements d'une direction NO-SE. Les couches plus plastiques de l'étage structural montrent une structure plus finement arquée, celles des roches plus rigides un plissement plus grossier.

L'étage structural fracturé comprend la série des marnes à *Munieria* du Crétacé moyen (Aptien) et les formations post-albiennes. Nous pouvons considérer cet étage structural comme le résultat cumulatif des déformations très intenses de la phase rhodanienne qui ont produit des fractures d'une part et de tous les mouvements tectoniques ayant eu lieu de l'Aptien jusqu'au Pliocène de l'autre.

Parmi les formations du cycle de sédimentation du Crétacé moyen (Apto-Albien) la phase subhercynienne a produit des structures faillées de dimension réduite à l'époque entre le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur. Dans la période entre les phases subhercynienne et rhodanienne on peut remarquer des mouvements se traduisant par des oscillations d'écorce déterminant les caractères faciaux des dépôts et leur disposition régionale, sans avoir une influence essentielle sur la structure.

La phase rhodanienne très intense a produit des systèmes de faille antithétiques en échelon et des fosses. Dans la région de Szentgál le plus grand rejet de faille observé était 700 m. Les grandes failles d'une allure arquée sont accompagnées de systèmes de faille d'un rejet de faille de 40 à 150 m. Les déformations tectoniques de la région en question se caractérisent par des dislocations verticales des blocs de la masse paléozoïque taillés en pièces par les fractures profondes, l'amplitude des dislocations étant variable.

L'intensité des mouvements, leur cours rapide ou lent, leur homogénéité ou variété dans l'espace ont déterminé la topographie de la région, son caractère plié ou fracturé. La liaison étroite entre la jeune structure et la morphologie a pu être démontrée dans toutes les parties de la région.

A TURRILITESZES MÁRGA FÖLDTANI KORKÉRDÉSE

Írta: KNAUER JÓZSEF

A turritiliteszes márga — az ÉK-i Bakony és a Vértes hegység É-i előterének jellegzetes és elterjedt képződménye — az apti munierias agyag transzgressziójával kezdődő üledékképződési megaciklus zárótagja.

A szárazföldi háttér kiemelkedése folytán az üledékgyűjtőbe növekvő mennyiségű és szemnagyságú terrigén anyag jutott, így az apti képződmény felső szakaszában homokkő-, homokos aleuritrétegek vannak, sőt uralkodóvá is válnak. Az említett kiemelkedés az üledékgyűjtőben úgy is tükröződik, hogy az albai mészkőrétegsor keletkezése idején helyi kiemelkedések jöttek létre, így a turritiliteszes márga helyenként denudációs diszkordanciával települ. A fekvőjében lévő faunás szint ezért csak helyenként fejlődött ki.

HAUER F. (1862) a turritiliteszes márgát („pénzeskúti rétegek”) a gaultba helyezte DOUVILLÉ H. (1933) szűkebb lehatárolással, a legfelső albai (vrakoni) alemeletben. jelölte ki a képződmény rétegtani helyét. A besorolás alapja mindkét esetben az *Ammonoidea* fauna volt, amelynek további részletes vizsgálata (NOSZKY, 1951) sem hozott változást a képződmény rétegtani helyzetének megítélésében.

MAJZON L. (1943) a turritiliteszes márgát a benne talált *Globotruncanák* alapján a cenomán emeletbe helyezte. VADÁSZ E. (1953) még tovább ment, a cenománba sorolván a felső faunás szintet (glaukonitos márga) is. A MAJZON vizsgálta minták köszénkutató fúrásokból származtak, amelyek az eocén köszénösszetek fekvőjéből csak néhány méteres szakaszt tártak fel. A mintáknak a rétegsorban elfoglalt helyzete tehát ismeretlen volt.

A Balinka Ba-237. jelű fúrás részletes feldolgozásakor a turritiliteszes márga vas-tag rétegsorának mintaananyagát SIDÓ M. rendelkezésére bocsátottam. Részletes *Foraminifera* vizsgálata alapján világossá vált, hogy a *Rotaliporák* a turritiliteszes márga legalsó szakaszából hiányoznak és ugyancsak hiányoznak a felső faunás szintből is (SIDÓ, 1966a).

A Szápár Sz-42. jelű fúrásban feltárt meszes aleurit, homokos, meszes aleurit rétegsor a turritiliteszes márga eddig ismert legfelső részét képviseli. Ebben felfelé haladva — fácies-változás miatt — a plankton Foraminiferák jelentősége ismét csökken (SIDÓ, 1966b). Ugyanakkor a rétegsorban elég magasan még jellegzetes felső albai Ammonoideák vannak: *Leptohoplites* cf. *falcoides* SPATH, *Discosphinctes subfalcatus* (SEMENOV), *Myloceras* sp., *Epihoplites* sp., *Cymahoplites* sp. (NOSZKY, 1966). A turritiliteszes márga alsóbb részeiből és a felső faunás szintből korábban ismert felső-

albai alakok, elsősorban a zónaalkotó *Mortoniceras inflatum* és *Stoliczkaia dispar*, újabb adatainkkal együtt bizonyítják, hogy a felső faunás szint kétségtelenül felső-albai, s ide sorolandó a turritiliteszes márga legnagyobb része is. A Sz-42. jelű fúrás rétegsorának legfelső szakaszából kikerült *Mantelliceras vicinale* (STOLICZKA) töredék valószínűsíti azonban, hogy a képződmény legfelső részét továbbra is a cenomán emeletbe tartozónak kell tekinteni.

A kizárólagosan cenománnak tartott *Rotalipora appenninica* (RENZ) megjelölését a korszerű munkák (MOULLADE 1965; SALAJ et SAMUEL 1966) a felsőalbaiban rögzítik.

A plankton-együttes számos tagja még korábban jelenik meg az albai emelet folyamán. Azok az összehasonlítások, amelyek a turritiliteszes márga korát a Foraminifera-együttes összetételének hozzávetőleges egyezése alapján kísérlik meg rögzíteni, nem vezethetnek megnyugtató eredményre.

A jelek szerint az orto- és parakronológiai elemek egyeztetése még nem tökéletes, s így munkánk alapjául az Ammonoideák adta beosztást kell elfogadnunk.

IRODALOM

- DOUVILLÉ, H. 1933: Sur le crétacé du Bakonyer Wald. — C. R. Somm. des Séances de la Soc. Geol. France. 10. p. 117.
- HAUER, F. 1862: Über die Petrefacten der Kreideformation des Bakonyer Waldes. — Sitz. Math.-Nat. Cl. Ac. Wien 44. I. Abt. p. 631.
- MAJZON L. 1943: Előzetes jelentés a Zirc-Bakonycesrnye közötti terület földtani viszonyairól. — Földt. Int. Évi Jel. 1939–40-ről. I. p. 263.
- MOULLADE, M. 1965: Nouvelles propositions pour l'établissement d'une zonation micropaléontologique de l'Aptien et de l'Albien vocontiens. — C. R. Somm. des Séances de la Soc. Geol. France. 2. pp. 48–50.
- NOSZKY J. 1951: Jelentés az 1950. évben Magyarországon az Alsópere környékén végzett földtani munkálatokról. — Kézirat. MÁFI Adattár. Bu. 27.
- NOSZKY J. 1966: A Szápár Sz-42. jelű fúrás dokumentációja. — Kézirat.
- SALAJ J.—SAMUEL O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. — Bratislava. p. 291.
- SIDÓ M. 1966a: A bakonyi cenomán rétegek Foraminifera vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről. pp. 233–243.
- SIDÓ M. 1966b: Magyarországi kréta képződmények mikrofaunás biofáciasei. — Kézirat.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Bpest.

SUR LE PROBLÈME DE L'ÂGE GÉOLOGIQUE DES MARNES À TURRILITES

par

J. KNAUER

Les marnes à *Turrilites* — formations caractéristiques et répandues dans la partie nord-est de la montagne Bakony et dans l'avant pays nord de la montagne Vértes — forment le membre final du mégacycle de sédimentation commençant par la transgression des argiles aptiennes à Munieria.

F. HAUER (1862) a placé les marnes à *Turrilites* („couches de Pénzeskút”) dans le Gaultien. H. DOUVILLÉ (1933), avec une détermination plus précise, a désigné la position stratigraphique de cette formation comme dernier sous-étage (Vraconien) de l'Albien. La base du classement était dans tous les deux cas la faune des Ammonoïdes dont l'étude ultérieure détaillée (NOSZKY, 1951) n'a pas apporté aucun changement quant à la position stratigraphique de cette formation.

L. MAJZON (1943) a placé les marnes à *Turrilites* — en considérant les *Globotruncanes* y présentes — dans le Cénomanien. E. VADÁSZ (1953) est allé plus loin, en classant dans le Cénomanien aussi l'horizon supérieur à faune (marnes glauconieuses).

À la base de l'examen des Foraminifères de la série des marnes à *Turrilites* du sondage Balinka Ba-237 il est devenu clair que les *Rotalipores* manquent tant dans la partie basale des marnes à *Turrilites* qu'au sommet des couches à faunes (SIDÓ, 1966a).

Les siltites calcaires trouvées dans le sondage Szápár Sz-42 forment le sommet des marnes à *Turrilites* en l'état actuel de nos connaissances. En avançant vers le haut dans la série l'importance des Foraminifères planctoniques va diminuant de nouveau, à cause de changement de faciès (SIDÓ, 1966b). En même temps, à une hauteur assez grande on trouve encore des Ammonoïdes caractéristiques: *Leptohoplites* cf. *falcoides* SPATH, *Discosphinctes subfalcatus* (SEMENOV), *Myloceras* sp., *Epihoplites* sp., *Cymahoplites* sp. (NOSZKY, 1966). Les formes de l'Albien supérieur connues antérieurement dans les parties plus inférieures des marnes à *Turrilites* et dans l'horizon sous-jacent à faunes, avant tout les fossiles de zone *Mortoniceras inflatum* et *Stoliczkaia dispar*, servent de preuve — avec nos données plus récentes — pour le fait que l'horizon supérieur à faune appartient indiscutablement à l'Albien supérieur et qu'on doit y ranger la majeure partie des marnes à *Turrilites* aussi. Le fragment de *Mantelliceras vicinale* (STOLICZKA) trouvé dans la partie la plus haute des marnes du sondage Sz-42, rend vraisemblable quand même que le sommet des marnes à *Turrilites* doit rester à l'avenir aussi dans l'étage cénomanien.

L'apparition de *Rotalipora appenninica* (RENZ) — considérée exclusivement comme cénomanienne — est récemment (MOULLADE, 1965; SALAJ et SAMUEL, 1966) fixée dans l'Albien supérieur.

Faute de différence nette dans la composition de l'ensemble des Foraminifères par rapport au mur et au toit, on ne pouvait pas préciser l'âge des marnes à *Turrilites*, de sorte qu'on devait se baser dans notre travail sur l'échelle stratigraphique définie par les Ammonoïdes.

WÜRM UTÁNI SZERKEZETALAKULÁS NYOMAI A DUNÁNTÚLI KÖZÉPHEGYSÉGBEN

Írta: BIHARI DÁNIEL és KNAUER JÓZSEF

Az 1966. évi részletes földtani térképezés során két területen is (1. ábra) a képződmények olyan elrendeződését észleltük, amely véleményünk szerint tektonikai magyarázatot igényel.

I.

Magyaralmás és környékének geológiai térképezése során a fenti helységtől ÉK-re levő Porgyáni erdőnél (2. ábra) és annak közvetlen előterében fiatal szerkezetalakulás nyomait véltük felismerni.

A Porgyáni erdő É-i oldalánál meredek letörés látható (3. ábra), melynek aljában gyérvízű, széles árterű ér csordogál. A patak a Császárvíz Ny-i forrása.

Az erdőtől D-re a felszínen elszórtan dachsteini mészkő törmelékét és dolomitot, alárendelten eocén mészkő- és elvétve kvarekavicsokat lehet találni.

A kavicsanyag nézetünk szerint É-ről, a Vértes hegységből származik és csak úgy kerülhetett mai helyére, ha a Vértes hegységtől D-re tagolatlan, egységes volt a felszín. A Vértes hegységből lefutó időszakos vízfolyások a glaciálisok alatt felfagyott törmelékét ezen a felszínen szétterítették, majd azokat lösz fedte le. A lösz egy része később lepusztult és így bukkant a felszínre a már említett kavicsanyag.

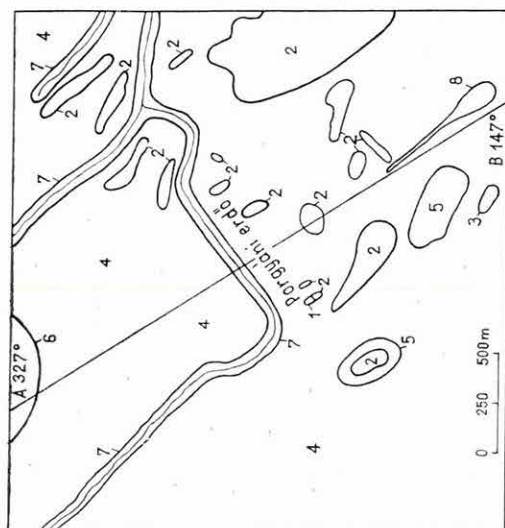
A Porgyáni erdő kiemelkedésének idejét csak közelítőleg lehet megadni. Minden bizonnyal a mezozoós közettörmelék szétterítése után kezdődött meg a kiemelkedés; ui. ha azt megelőzőleg történt volna, akkor a törmelék nem lehetne a mai helyén, mert a Vértesből lezúduló időszakos vízfolyások a közel 50 m-es szintkülönbséget nem tudták volna leküzdni.

A Porgyáni erdőt É-ről szegélyező meredek fal morfológiája azt a feltételezést teszi lehetővé, hogy a kiemelkedés a pleisztocén végén vagy a holocén elején történthetett, mert ha ennél régebben történt volna, akkor az erózió a puha homokkő falat megbontotta volna.

Tehát a viszonylag fiatal morfológia, valamint a kavicsanyag és annak a fedőjét képező lösz helyzete bizonyítja, hogy a törésvonal valószínűleg a würm után, a holocén elején alakulhatott ki.*

Nézetünk szerint ez a törés és az azt követő mozgások jelenség szoros összefüggésben áll a zámolyi-medence kialakulásával, mely medence keletkezési idejét ÁDÁM L. (1955) a holocén elejére teszi.

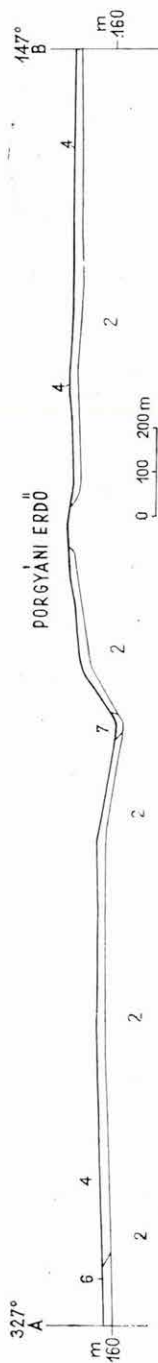
* A törésvonal fiatal kialakulására nincs bizonyíték; sokkal valószínűbb, hogy régebbi mozgási sík újult fel (lásd JASKÓ S. 1943, MOLDAVAY L. 1966, ÁDÁM L. 1955 és mások vonatkozó munkáit). (Szerk. megj.)



2. ábra. Magyaralmás, a Porgyáni erdő és környékének földtani térképe
1. Agyagos, 2. homokos fáciesek (1—2. pannon), 3. kőzettörmelékcsész. lösz, 4. lösz,
5. homokos lösz, 6. hegylábi törmelék (3—6. pleisztocén), 7. homokos, kavicsos önt-
éstalaj, 8. öntésszap (7—8. holocén)

Fig. 2. Carte géologique de la région de Magyaralmás et de la forêt
de Porgyán

1. Faciès argileux, 2. faciès sablonneux (1 à 2. Pannonien), 3. loess à détritiques, 4. loess,
5. loess sablonneux, 6. éboulis (3 à 6. Pleistocène), 7. alluvion sablonneux—graveleuse,
8. alluvion vaseuse (7 à 8. Holocène)

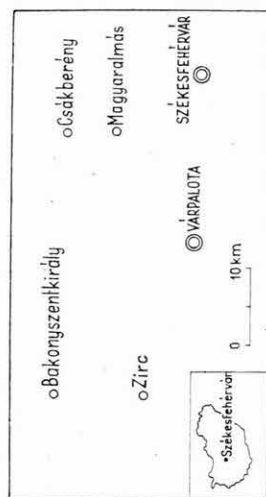


3. ábra. Metszet a Porgyáni erdő területén keresztül (4-szeres magasztás)

2. Pannon homokos fácies, 4. pleisztocén lösz, 6. pleisztocén hegylábi törmelék, 7. holocén homokos, kavicsos öntéstalaj

Fig. 3. Coupe à travers la forêt de Porgyán (échelle verticale 4 fois exagérée)

2. Faciès sablonneux du Pannonien, 4. loess pleistocène, 6. éboulis pleistocène, 7. alluvion sablonneux—graveleuse du Holocène



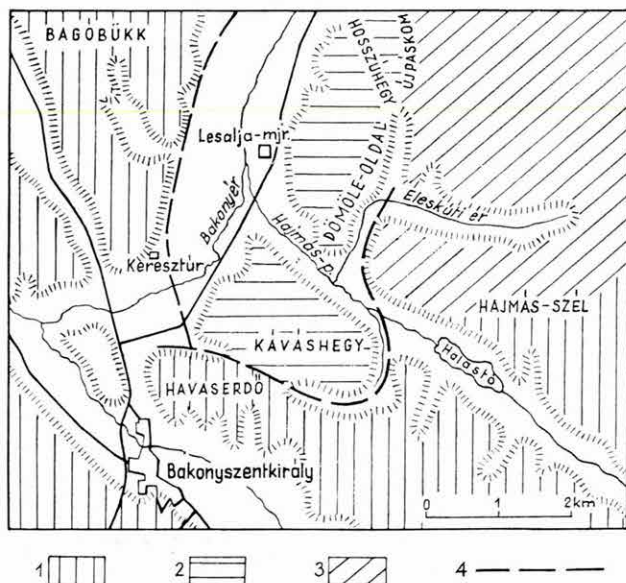
1. ábra. A magyaralmási és bakonyzentkirdlyi terület helyszínrajza

Fig. 1. Plan de la région de Magyaralmás et
Bakonyzentkirdly

A terület jelenleg is a mobilis zónába tartozik, elég itt utalnunk a múlt században lezajlott móri földrengés-sorozatra, mely 1810 januárjában kezdődött és ki-sebb-nagyobb megszakításokkal közel egy évszázadig tartott.

II.

A Bakony ÉK-i előterét általában vastag — tárgyalt területünkön 10—25 m-es — lösztakaró borítja, amelyet a patakok árterei és az oligocén tanúhegyek kibukka-násai szakítanak meg csupán.



4. ábra. A lösz elterjedése Bakonyzentkirálytól ÉK-re

1. Vastag lösszel borított terület, 2. löszmentes terület, 3. löszmentes terület, helyenként a lepusztítástól megkímélt löszfoltokkal, 4. törésvonal

Fig. 4. Répartition du loess au NE de Bakonyzentkirály

1. Aire couverte par une couche de loess puissante, 2. aire sans loess, 3. aire sans loess avec des taches de loess échappées à l'érosion, 4. ligne de fracture

Ebből erősen kiütözik a Bakonyzentkirálytól É-ra levő terület, amelyen lösz csak nyomokban található (4. ábra). A Bakonyzentkirály—Réde közötti országút, a Kavashegytől D-re levő K—Ny-i irányú völgy, a völgyfő nyergétől K-re lefutó, majd É felé kanyarodó völgy, az Éleskúti ér és az Újpáskom által határolt (mintegy 8 km²) területen egyáltalán nem található lösz. Az ehhez K felé csatlakozó területen (rédei állami erdő) is csak néhány ponton észlelhető némi lösz. (A térképfelvétel területére kb. 15 km² esik.) A határ a vastag lösszel borított terület felé éles, s nagyrészt határozott domborzati irányokat követ.

A lösz hiánya minden valószínűség szerint kiemelkedés közben végbement erő-

teljes utólagos lepusztításból ered.* Jelenleg a lösszel borított és a lepusztított terület közel azonos térszíni helyzetben van.

Az ÉK-i Bakonyban würm-végénél idősebb lösz nem ismerünk, ezért feltételezhető, hogy Bakonyszentkirály környékén is e legfiatalabb lösszel számolhatunk. Szerkezeti egységünk kiemelkedése tehát az óholocénban ment végbe. A mozgás során — elég jól igazolhatóan — oligocén utáni szerkezeti síkok újultak meg.

MANIFESTATIONS DE MOUVEMENTS TECTONIQUES POSTWÜRMIEHS DANS LE MASSIF CENTRAL DE TRANSDANUBIE

par

D. BIHARI—J. KNAUER

Au cours du levé détaillé de 1966 on a observé, même en deux régions (fig. 1), une disposition des formations qui nécessite, selon notre avis, une explication tectonique.

Au bord N de la forêt de Porgyán il y a une faille abrupte (fig. 3) dont au pied court un petit ruisseau de débit réduit, avec une zone de crues large. Au S de la forêt la surface porte des débris dispersés de Dachsteinkalk, de dolomie, et, d'une manière subordonnée, des cailloux des calcaires eocènes et rarement des cailloux de quartz.

La matière des cailloux provient du nord, de la montagne Vértes. Elle n'aurait pu parvenir à sa place actuelle que si au S de la montagne Vértes il y avait une surface contigüe. Les cours d'eau intermittents qui dévalaient les pentes de la Montagne Vértes ont étalé sur cette surface la matière clastique gelée pendant les périodes glaciales, puis elle fut couverte de loess. Une partie de ce loess fut érodée plus tard, et c'est ainsi que les cailloux susdits firent leur apparition à la surface.

La morphologie de la falaise qui borde du N la forêt de Porgyán permet de supposer que la montée de ce terrain devrait avoir lieu à la fin du Pleistocène ou bien au début de l'Holocène, car au cas si cela avait lieu plus tôt la falaise de grès molle aurait été attaquée par l'érosion.

Donc, à en juger d'après la morphologie relativement récente et la composition lithologique des cailloux, de même que d'après la situation du loess qui les couvre, il est vraisemblable que la ligne de rupture s'est formée après le Würmien, au début de l'Holocène.

Selon notre opinion, cette rupture et les phénomènes de mouvement sont strictement liés à la formation du bassin de Zámoly, dont la période de développement est placée par L. ÁDÁM (1955) au début de l'Holocène.

La région en question représente, même aujourd'hui, une zone mobile; il suffira de rappeler la série de tréblemements de terre au siècle passé aux environs de Mór, qui a commencé au janvier de 1810 et a duré — avec des interruptions plus ou moins grandes — jusqu'à un siècle.

* A körülmények részletes elemzése híján, valamennyi tényezőt figyelembe vevő értékelés nélkül Szerző állítása vitatható. A lösz hiánya nem csupán szerkezeti kiemelkedésre vezethető vissza; számos más tényező is előidézhette ezt. (Szerk. és lektor megjegyzése.)

L'avant-pays nord-est de la Montagne Bakony est en général couvert d'une nappe de loess épaisse — de 10 à 25 m sur la région qui nous intéresse — interrompue seulement par les zones de crue des ruisseaux, et les affleurements des horsts oligocènes.

De cette zone se distingue remarquablement la région au N de Bakonyszentkirály, où il n'y a que de traces de loess (Fig. 4). Le contact avec la zone couverte de loess épais, est bien net il suit pour la plupart l'allure des lignes de relief.

Le manque de loess est dû, selon toute probabilité, à une érosion ultérieure intense lors de l'émersion.* Actuellement, la zone à loess et celle en dépourvue se trouvent en une position hypsométrique presque égale.

Dans la Montagne Bakony on ne connaît pas de loess plus ancien que la fin du Würmien. C'est pourquoi on peut supposer ce loess le plus jeune et présent même aux environs de Bakonyszentkirály. L'émersion de notre unité structurale avait donc lieu au début de l'Holocène. Au cours du mouvement les plans structuraux postoligocènes se sont renouvelés, ce qui se laisse prouver d'une manière assez rassurante.

* Faute d'une analyse détaillée des conditions, et d'une évaluation qui prend en considération tous les facteurs, les affirmations de l'auteur ne sont que trop discutables. Le manque de loess peut être ramenée non seulement à une émigration tectonique mais il peut aussi, dû à une série d'autres facteurs. (Remarques du rédacteur et du lecteur.)

A CSEHBÁNYA 1. SZ. ÉS A BALINKA 252. SZ. FÚRÁS ALSÓEOCÉN RÉTEGEINEK PALYNOLÓGIAI SZINTEZÉSE

Írta: RÁKOSI LÁSZLÓ

A magyarországi alsóeocén képződmények nyomozása során két alapfúrás részleges palynológiai vizsgálatát végeztük el. A Csehbánya 1. sz. fúrás 202,5–199,5 m mélységközéből származó szenes agyagrétegek sporomorpha együttese és a Balinka 252. sz. fúrás 532,8–529,2 m mélységközéből származó szenes agyag- és agyagos kőszénrétegek sporomorpha együttese azonos összetételű, és alkalmasnak látszik az alsóeocén palynológiai bizonyítására (1. ábra).

A Dunántúli Középhegység alsóeocénjéből már történt palynológiai feldolgozás (H. DEÁK M. 1960; KEDVES M. 1961, 1964, 1965; KEDVES–KOLOSVÁRY 1966), de a vizsgált rétegek pontos rétegtani helyzete és elterjedése nincs tisztázva. A palynológiai rétegtani meghatározás nehézsége szerintünk abban rejlik, hogy a magyarországi eocén flóra sokban különbözik a már jól szintezett, és a palynológiai rétegtanban vonatkozási alapul általánosan elfogadott németországi flórától. A hazai eocén flóra jellemzője, hogy a Normapolleseknek csak alárendelt szerepük van. E krétából áthúzódó flóraelemekkel szemben az arktotercier és a paleotrópusi eocén flóraelmek dominálnak. Ezeknek a flóraelmeknek feltérképezése azonban eddig még nem történt meg.

A vizsgált mintákban 47 sporomorpha formát tudtunk meghatározni (I., II. tábla):

PTERIDOPHYTA

Polypodiaceae

Laevigatosporites haardti (R. POT. et VEN. 1934) TH. et PF. 1953. *haardti*

Verrucatosporites farus (R. POT. 1931) TH. et PF. 1953. *farus*

Selaginellaceae

Echinatisporis erinaceus (PF. 1953) W. KR. 1959.

Schizaeaceae

Leiotriletes microadriennis W. KR. 1959.

Leiotriletes adriennis (R. POT. et GELL. 1933) W. KR. 1959 *pseudomaximus* (TH. et PF. 1953) W. KR. 1959

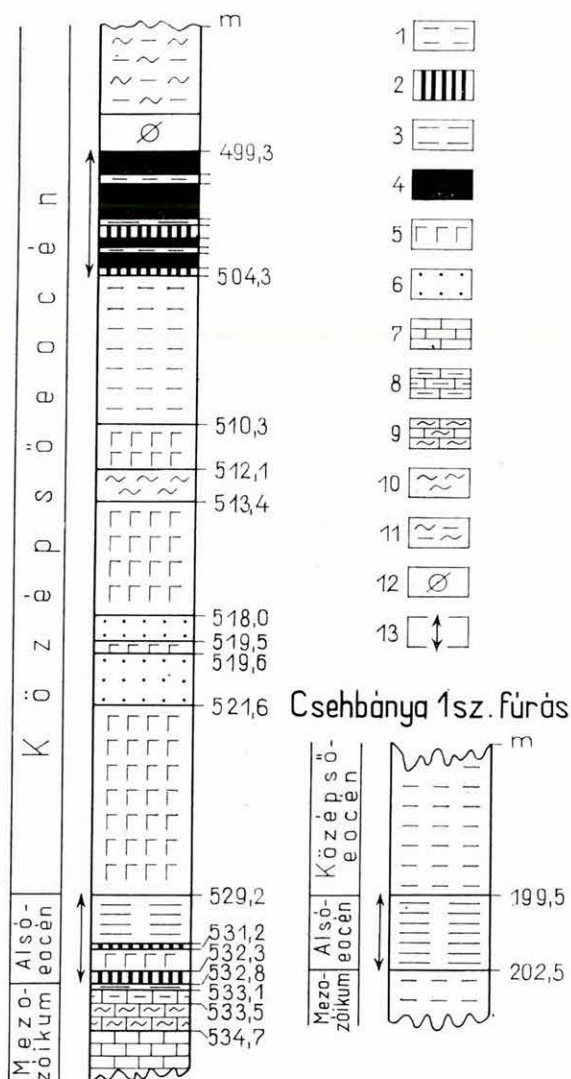
SPORITES INCERTAE SEDIS

Leiotriletes sp.

Polypodiaceoisporites macrospeciosus (R. POT. et GELL. 1933) R. POT. 1956

Polypodiaceoisporites sp.

Balinka 252 sz. fúrás



1. ábra. A Balinka 252. és Csehbánya 1. sz. fúrásban harántolt rétegek szelvénye és paly-nológiai szintezése

1. Agyag, 2. agyagos barnakőszén, 3. szenes agyag, 4. barnakőszén, 5. tarka agyag, 6. homok, 7. mészkő, 8. meszes agyag, 9. mészmárga, 10. márga, 11. agyagmárga, 12. mintabiány, 13. vizsgált rétegszakasz

Abb. 1. Profil und palynologische Horizontierung der in Bohrung Balinka Nr. 252 und Csehbánya Nr 1 durchteuften Schichten

1. Ton, 2. tonige Braunkohle, 3. Lettenkohle, 4. Braunkohle, 5. bunter Ton, 6. Sand, 7. Kalkstein, 8. kalkiger Ton, 9. Kalkmergel, 10. Mergel, 11. Tonmergel, 12. keine Probe, 13. untersuchter Abschnitt

Ischyosporites asolidus (W. KR. 1959) W. KR. 1967

Camarozonosporites (Hamulatisporis) hamulatis (W. KR. 1959) W. KR. 1963

Peromonolites sp.

GYMNOSPERMAE

Coniferae

Taxodiaceae – Cupressaceae

Inaperturopollenites dubius (R. POT. et VEN. 1934) TH. et PF. 1953

ANGIOSPERMAE

Dicotyledonae

Nyssaceae – Mastixiaceae

Tricolporopollenites kruschi (R. POT.) TH. et PF. 1953. *analepticus* (R. POT.) TH. et PF. 1953.

Aquifoliaceae

Tricolporopollenites iliacus (R. POT. 1931) TH. et PF. 1953. *medius* PF. et TH. 1953

Icacinaceae

Compositoipollenites rhizophorus (R. POT. 1934) R. POT. 1960. *rhizophorus* R. POT. 1960.

Cyrillaceae

Tricolporopollenites megaexactus (R. POT. 1931) *exactus* (R. POT. 1931) TH. et PF. 1953

Tiliaceae

Intratrilporopollenites pseudinstructus MAI 1961

Ericaceae

Tetradopollenites callidus (R. POT.) TH. et PF. 1953

Oleaceae

Anacolosidites sp.

Loranthaceae

Loranthacidites sp.

Sapotaceae

Tetracolporopollenites microrhombus PF. 1953

Fagaceae

Tricolporopollenites cingulum típus

Tricolporopollenites liblarensis (TH.) TH. et PF. 1953. *liblarensis* (R. POT.) TH. et PF. 1953

Juglandaceae

Triatrilporopollenites coryphaeus (R. POT.) TH. et PF. 1953. *microcoryphaeus* (R. POT.) TH. et PF. 1953

Subtrilporopollenites anulatus TH. et PF. 1953 *anulatus* W. KR. 1961

Suptrilporopollenites constans PF. 1953. *constans*

Subtrilporopollenites constans PF. 1953. *magnus* W. KR. 1961

Subtrilporopollenites firmus PF. 1953

Plicatopollis plicatus (R. POT. 1934) W. KR. 1962

Myricaceae

Triatrilporopollenites coryphaeus (R. POT. 1931) TH. et PF. 1953. *punctatus* (R. POT.) TH. et PF. 1953

Triatrilporopollenites excelsus (R. POT.) TH. et PF. 1953 *minor* PF. 1953

Triatrilporopollenites excelsus (R. POT.) TH. et PF. 1953. *turgidus* PF. 1953

Triatrilporopollenites excelsus (R. POT.) TH. et PF. 1953. *microturgidus* PF. 1953

*Monocotyledoneae**Palmae*

- Monocolpopollenites tranquillus* (R. Pot. 1934) TH. et PF. 1953
Monocolpopollenites minor KDS. 1961

INCERTAE SEDIS

- Interpollis supplingensis* (PF. 1953) W. KR. 1961
Interpollis microsupplingensis W. KR. 1961
Pistillipollenites mcgregorii ROUSE 1962
Tripoporollenites vadosus PF. 1953
Minorpollis sp.
Tricolporopollenites satzveyensis PF. 1953
Tricolporopollenites microreticulatus TH. et PF. 1953
Striatopollis sarstedtensis W. KR. 1959
Pentapollenites pentangulus (PF. 1953) W. KR. 1959
Polycopites sp.
Ovoidites ligneolus (R. Pot. 1931) R. Pot. 1951 *ligneolus* W. KR. 1959

A vizsgált maradványegyüttes pontos rétegtani helyzetének megállapításánál az irodalomban szereplő rétegtani táblázatokra (S. DURAND 1962; W. KRUTZSCH 1958, 1959, 1961, 1966; W. KRUTZSCH—D. LOTSCH 1957, 1963; KEDVES M. 1963, 1965b; KEDVES—KOLOSVÁRY 1966; KUNERT—LENK 1964; MAI 1961; THOMSON—PFLUG 1953), valamint a Dunántúli Középhegység barnaköszénmedencéinek eddigi részletes vizsgálatára támaszkodunk. A rétegtani besorolásnál jelentősnek tartott sporomorphákat és dominancia viszonyaikat az I. táblázaton ábrázoltuk. Az ott szereplő formák értékelése a következő:

A *Subtripoporollenites firmus*, *Tetracolporopollenites microrhombus*, *Striatopollis sarstedtensis* és a *Loranthacidites* sp. formák a németországi paleocén flóra maradványegyüttesére jellemzők. Vizsgált mintáinkban való szereplésük tehát a középső-eocénnél idősebb helyzetre utal. A *Stephanoporopollenites* formagenus, mely Németországban csak a „Ristedti—Helmstedti alsótelep” flóraképzéig, tehát az alsóeocén középső szintjéig található, sem mintáinkban, sem az eddigi magyarországi irodalomban nem szerepel, így kizárja, hogy vizsgált rétegeinket a németországi alsóeocén mélyebb szintjével azonosíthassuk. A *Polypodiaceoisporites macrospicuosus*, *Tricolporopollenites satzveyensis*, *Subtripoporollenites constans magnus*, *Interpollis microsupplingensis*, *Intratripoporollenites pseudinstructus*, *Triatriopollenites excelsus minor*, *Triatriopollenites excelsus microturgidus*, *Interpollis supplingensis* és a *Tripoporollenites vadosus* sporomorphák előfordulási viszonyai megegyeznek a mintáinkban szereplő maradványegyüttessel. Ezen az alapon a vizsgált rétegeket a németországi alsóeocén felső szintjével párhuzamosíthatjuk.

A Dunántúli Középhegység területén elterjedt barnaköszén fáciesek palynológiai tagolásában jelentős szerepe van a *Monocolpopollenites tranquillus* formának, mely egy jól elkülöníthető maradványegyüttes domináns alakja. A Bakony hegység területén ez a maradványegyüttes hiányos, de a balinkai, pusztavámi, tatabányai, oroslányi és dorogi szénmedencék területén következetesen előfordul. A Balinka 252. sz. fúrás rétegsorában is dominál a jelenleg tárgyalt réteg fölötti szakaszban (504,3—499,3 m). A jelen vizsgálatok szerinti alsóeocén és a felső, *M. tranquillus* dominanciájú középsőeocén széntelepek közé agyag, tarka agyag és homok települ (529,2—504,3 m). A két eltérő vegetációtípus kifejlődését a klimatikus és egyéb ökológiai feltételek megváltozása okozhatta. Ezen az alapon emeletbeli különbséggel

1. táblázat

	E O C É N	a l s ó	középső	Irodalmi adatok alapján	Vizsgált fűrészekben
Paleocén			Borkeni kép Helmstedti (HO) felső telep Helmstedti (HU/HO) alsó/felső telep Helms t.(HU) alsó telep Csehb. I. f. és Ba. 2S. f. Riesedti - Helmstedti alsó telep Riesedti kép Epinoli kép	----- -----	tíka ▨ szubdomináns ▤ domináns ■
Subtriporopollenites firmus					
Tetracoleporipollenites microrhombus					
Stratipollis sarstedensis					
Stephanoporopolles f.gen.					
Loranthis f.sp.					
Tricolporopollenites satzveyensis					
Subtriporopollenites constans magnus					
Interpollis microsimplingensis					
Intrapropollenites pseudinstrucius					
Triatropollenites excelsus minor					
Triatropollenites excelsus microturgidus					
Interpollis simplingensis					
Polypodiaceoisporites macrospicosus					
Triporopollenites vadosus					
Monocolpopollenites tranquillus					
Subtriporopollenites constans constans					
Subtriporopollenites annulatus					
Minorpollis f.sp.					
Monocolpopollenites minor					
Tricolporopollenites semiglobosus					

számolhatunk. A balinkai alsó barnakőszéntelepeket KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. és DUDICH E. dolgozatukban (1966. I. táblázat) a középsőeocén alájára helyezik. Palynológiai vizsgálatunk alapján az említett alsó telep az alsőeocén felső szintjébe tehető.

A *Subtriporopollenites constans constans*, *S. anulatus anulatus* és a *Minorpollis* fsp. domináns, ill. szubdomináns előfordulása az alsó telepek alsőeocén jellegét domborítja ki. A *Monocolpopollenites minor* megjelenése a jelen vizsgálatok szerint az alsőeocénbe tehető. A *Tricolpopollenites semiglobosus* forma, mely az egész Dunántúli Középhegység területén a középsőeocén maradványegyüttesekre jellemző, vizsgált mintáinkban nem szerepelt.

Megemlítjük még a *Pistillipollenites mcgregorii* formát, mely W. KRUTZSCH szerint az alsőeocén mélyebb szintjeire jellemző, de előfordul a helmstedti alsó telep („HU”) maradványegyüttesében is. Mintáinkban egy példányban fordult elő.

A fenti — rétegtanilag fontos — formák alapján a két fűrés vizsgált rétegeit az alsőeocén felső szintjébe helyezhetjük és egyidejűnek vehetjük W. KRUTZSCH beosztása alapján a helmstedti alsó teleppel („HU-Bild”).

IRODALOM

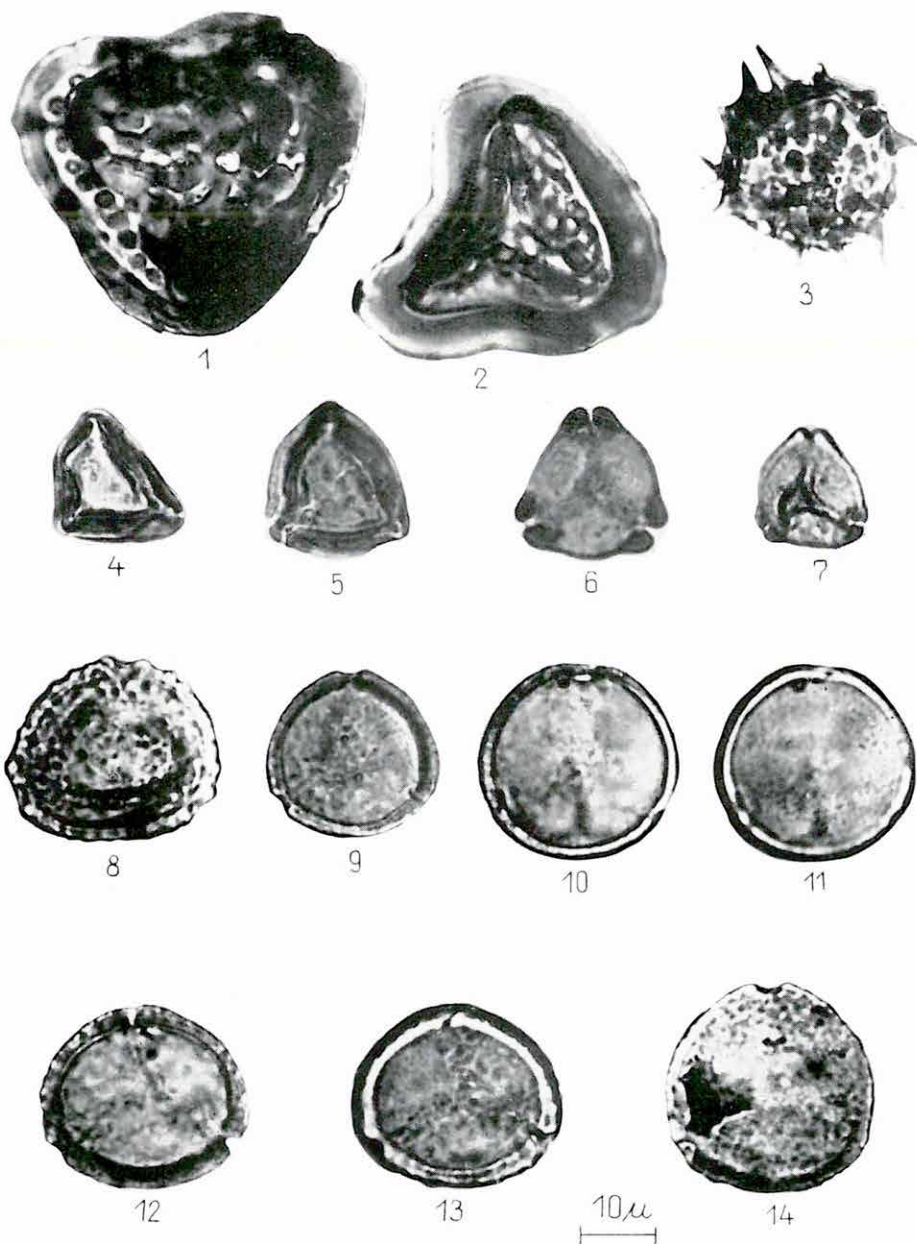
- BALTES, N. 1966: Remarques sur la microflore de certains dépôts charbonneux daniens du Bassin de Rusea Montana. Roumanie. — Pollen et Spores, 8. 1. pp. 213—223.
- CAVAGNETTO, C. 1964: Étude palynologique de quelques échantillons du Sparnacien de Vernazay (Bassin de Paris). — Revue de Micropaléontologie, 7. 1. pp. 3—13.
- CAVAGNETTO, C. 1966: Complexes sporopollinique du Sparnacien du Phare d'Ailly. (Ouest de Dieppe-Seine-Maritime). — Revue de Micropaléontologie, 9, 2, pp. 57—67.
- DEÁK, M. 1960: A Bakony hegység bauxittELEPEINEK palynológiai vizsgálata. Földt. Közl. 90. 1. pp. 125—131.
- DURAND, S. 1962: L'analyse pollinique des formations du paléogène français. — Colloque sur le Paléogène. (Bordeaux, Sept.)
- ENGELHARDT, D. W. 1964: Plant Microfossils from the Eocene Cockfield Formation, Hinds County, Mississippi. — Mississippi Geol. Res. Pap. Bull. 104. pp. 65—95.
- KEDVES, M. 1961: Zur palynologischen Kenntnis des unteren Eozäns von Halimba. — Acta Biol. Szeged. 7. 3—4. pp. 25—41.
- KEDVES, M. 1963: Stratigraphie palynologique des couches Éocènes de Hongrie. — Pollen et Spores, 5. 1. pp. 149—159.
- KEDVES, M. 1964: Présence de couches Paléocènes en Hongrie d'après les résultats des études palynologique — Pollen et Spores, 6. 1. pp. 203—207.
- KEDVES, M. 1965a: Palynological investigations on the Lower Eocene layers in the surrounding country of Iszkaszentgyörgy. III. — Acta Biologica 11. N. S. 1—2. pp. 33—50.
- KEDVES, M. 1965b: Palynologische Untersuchungen der Eozän-braunkohlenschichten des Doroger Beckens im Gebiet von Cschnok. — Grana Palynologica 6, 2. pp. 290—296.
- KEDVES, M.—KOLOS VÁRY, G. 1966: Eozän-Korallen und Faziesökologisch-biostratigraphisch bemerkenswerte Sporomorphen aus dem Bakony-Gebirge betrachtet. — Acta Biol. 12. 1—2, N. S. pp. 49—54.
- KOPEK G.—KECSKEMÉTI T.—DUDICH E. 1966: A Dunántúli Középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 249—264.
- KRUTZSCH, W. 1958: Sporen und Pollengruppen aus der Oberkreide und Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. — Zeitschr. f. Angew. Geol. 3. 11/12. pp. 509—548.

- KRUTZSCH, W. 1959: Einige neue Formgattungen und Arten von Sporen und Pollen aus der mitteleuropäischen Oberkreide und dem Tertiär. — *Palaeontogr.* 105. 5–6. pp. 125–157.
- KRUTZSCH, W. 1959: Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. — *Geologie* 8. 21–22. pp. 1–425.
- KRUTZSCH, W. 1961: Beitrag zur Sporenpaläontologie der präoberoligozänen kontinentalen und marinen Tertiärablagerungen Brandenburgs. — *Ber. d. Geol. Ges. DDR* 5. 4. pp. 290–343.
- KRUTZSCH, W. 1966: Die sporenstratigraphische Gliederung des älteren Tertiärs im Nördlichen Mitteleuropa (Paleozän–Mitteloligozän). Methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand der Untersuchungen. — *Abh. zentr. geol. Inst. Vorabdruck*, 8. pp. 157–203.
- KRUTZSCH, W.—LOTSCH, D. 1957: Zur stratigraphischen Stellung der Latdorf Stufe im Paläogen. — *Geologie. Jahrg.* 6. 5. pp. 476–501.
- KRUTZSCH, W.—LOTSCH, D. 1963: Gliederung und Parallelisierung der Ablagerungen des höheren Eozäns und des tieferen und mittleren Oligozäns in West- und Mitteleuropa und die Lage der Eozän (Oligozän–Grenze in diesem Gebiet). — *Geologie, Jahrg.* 12, Beiheft 39, pp. 1–63.
- KUNERT, R.—LENK, G. 1964: Das Tertiär nördlich der Halle-Helmstedter Gebirgsbrücke. — *Geologie. Jahrg.* 13. 4. pp. 403–428.
- MAI, D. H. 1961: Über eine fossile Tiliaceen-Blüte und tilioiden Pollen aus dem deutschen Tertiär. — *Geologie, Jahrg.* 10. 32. pp. 54–93.
- PFLUG, H. 1952: Palynologie und Stratigraphie der eozänen Braunkohlen von Helmstedt. — *Paläont. Z.* 26. 1/2. pp. 112–137.
- POTONIÉ, R. 1951: Revision stratigraphisch wichtiger Sporomorphen des mitteleuropäischen Tertiärs. — *Palaeontogr.* 91. lief. 5–6. pp. 131–151.
- POTONIÉ, R. 1956, 1958, 1960: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. I., II., III. — *Beih. Geol. Jahr.*
- ROCHE, E. 1964: Sporomorphes paléocènes des lignites du sondage de Loksbergen. — *Bull. Soc. belg. de Geol. Pal. et Hydr.* 73. 3. pp. 423–451.
- ROUSE, G. E. 1962: Plant microfossils from the Burrard Formation of Western British Columbia. — *Micropaleontology*, 8. 2. pp. 187–218.
- THOMSON, P. W.—PFLUG, H. 1952: Die alttertiäre Braunkohle der Tongrube Zievel im Antweiler Graben bei Satzvey (Bl. Euskirchen). — *Neues Jb. Geol. Pal. Abh.* 96. 1. pp. 1–26.
- THOMSON, P. W.—PFLUG, H. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiär. — *Paläontogr. Abt. B. B.* 94. 1–4. pp. 1–138.

I. Tábla — Tafel I.

1000 ×

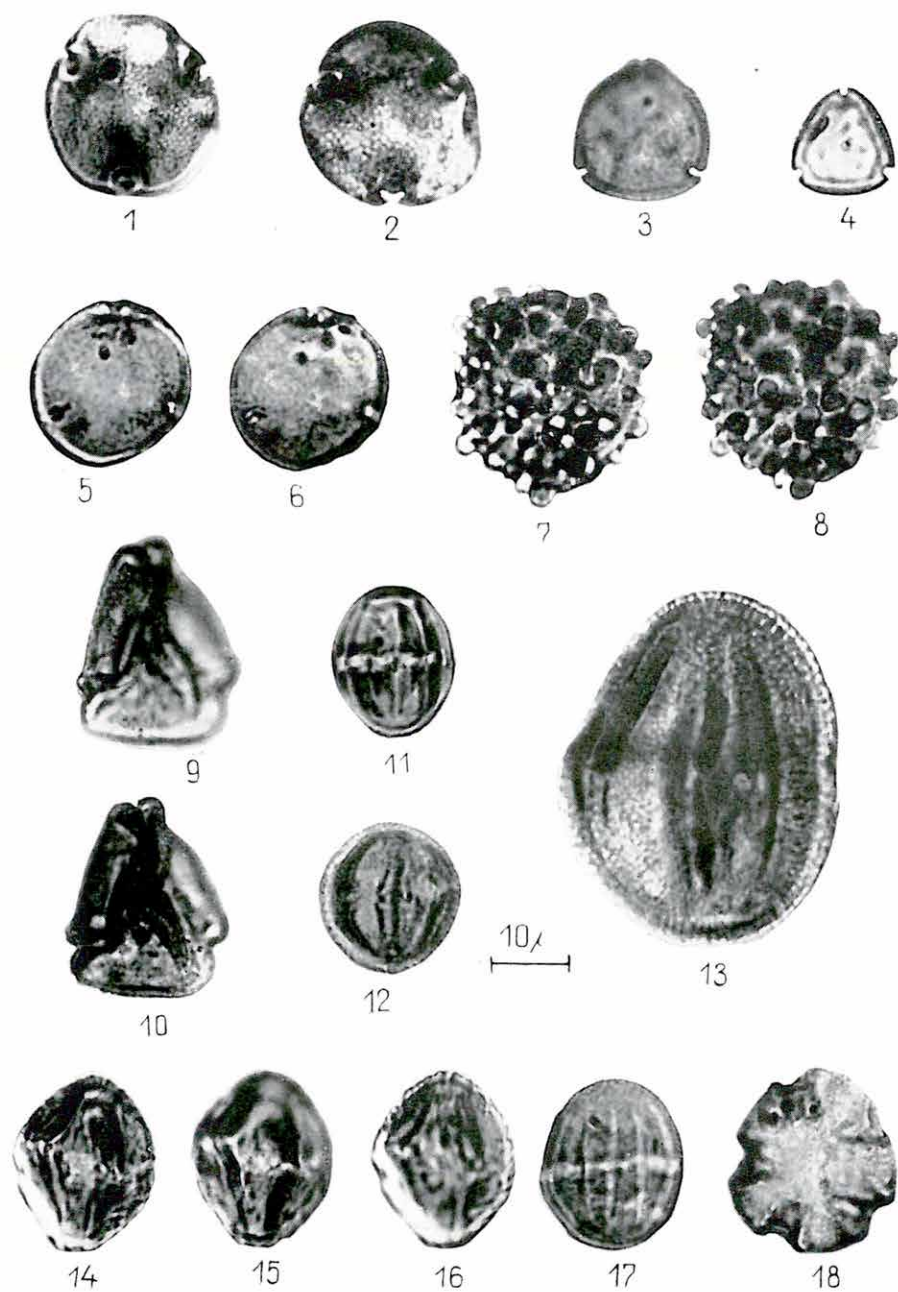
1. *Polypodiaceoisporites macrospeciosus* (R. POT. et GELL. 1933) R. POT. 1956
2. *Polypodiaceoisporites* sp.
3. *Echinatisporis erinaceus* (PF. 1953) W. KR. 1959
- 4, 5. *Interpollis supplingensis* (PF. 1953) W. KR. 1961
6. *Triatriopollenites excelsus* (R. POT.) TH. et PF. 1953. *turgidus* PF. 1953
7. *Triatriopollenites excelsus* (R. POT.) TH. et PF. 1953. *microturgidus* PF. 1953
8. *Tripoporopollenites vadosus* PF. 1953
9. *Subtripoporopollenites anulatus* TH. et PF. 1953. *anulatus* W. KR. 1961
- 10, 11, 14. *Subtripoporopollenites constans* PF. 1953. *magnus* W. KR. 1961
- 12, 13. *Subtripoporopollenites constans* PF. 1953. *constans*



II. Tábla — Tafel II.

1000 ×

- 1, 2. *Intratropopollenites pseudinstructus* MAI 1961
3. *Triatropollenites coryphaeus* (R. POT.) TH. et PF. 1953. *punctatus* (R. POT.) TH. et PF. 1953
4. *Triatropollenites coryphaeus* (R. POT.) TH. et PF. 1953. *microcoryphaeus* (R. POT.) TH. et PF. 1953
- 5, 6. *Subtropopollenites firmus* PF. 1953
- 7, 8. *Pistillipollenites mcgregorii* ROUSE 1962
- 9, 10. *Loranthacidites* sp.
11. *Tetracolporopollenites microrhombus* PF. 1953
12. *Tricolporopollenites kruschi* (R. POT.) TH. et PF. 1953. *analepticus* (R. POT.) TH. et PF. 1953
13. *Tricolporopollenites satzveyensis* PF. 1953
- 14—16. *Striatopollis sarstedtensis* W. KR. 1959
- 17, 18. *Polycolpites* sp.



PALYNOLOGISCHE SYNTHESE DER UNTEREOZÄNEN
SCHICHTEN DER BOHRUNG CSEHBÁNYA Nr. 1
UND BALINKA Nr. 252

von

L. RÁKOSI

Im Laufe der Untersuchung der untereozänen Ablagerungen Ungarns haben wir die palynologische Analyse von zwei Basisbohrungen im Transdanubischen Mittelgebirge durchgeführt. Hier wird der Sporomorphen-Komplex der kohlenführenden Tonschichten aus dem Tiefenintervall 202,5–199,5 m der Bohrung Csehbánya Nr. 1, sowie der kohlenführenden Tonen- und Lettenkohlen des Intervalls 523,8–529,2 m der Bohrung Balinka Nr. 252 ausgewertet. Auf Grund der hier angeführten Sporomorphenformen von stratigraphischem Wert können wir die Schichten der obengenannten zwei Bohrungen in den oberen Horizont des unteren Eozäns eingliedern, und sie — nach den Gliederungsschema von W. KRUTZSCH — als synchronisch mit dem unteren Flöz von Helmstedt betrachten („HU-Bild“).

A PILIS HEGYSÉG ÉS A DUNÁNTÚLI KÖZÉPHEGYSÉG EOCÉN KÉPZŐDMÉNYEINEK KAPCSOLATA

Írta: NAGY G. — KECSKEMÉTI T. — KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A.

A Pilis hegység ÉNy-i részén közel egy évtizede folyó földtani és hegységszerkezeti vizsgálataink korábbi szakaszában tevékenységünk elsősorban a hegység földtani felépítésének és a szerkezetalakulás általános törvényszerűségeinek megismerésére irányult. A vizsgálatok vertikálitása biztosította a kapott eredmények megbízhatóságát és szükség szerinti helyesbíthetőségét, s egyúttal élesen felhívta figyelmünket mindazokra a területekre, ahol „fehér foltok” vagy ellentmondások mutatkoztak.

Ilyen fehér foltot jelentettek a hegység földtani felépítéséről adott első áttekintésünk idején az egymástól elütő megjelenésű eocén rétegcsoportok, melyek rétegtani besorolása vagy párhuzamosítása a fácieseltérések messzemenő figyelembevétele mellett is csak bizonyos „hiányhelyek” kijelölésével volt megoldható. Ezek ellenére is megismerhetővé váltak azonban mindazok a hegységszerkezeti, fejlődéstörténeti és ősföldrajzi törvényszerűségek, melyek alapján a felmerült problémák megoldását biztosan remélhettük.

Az ily módon megkezdett mélyföldtani kutatás mind tudományos, mind gazdasági tekintetben valóra váltotta a hozzá fűzött reményeket: az eocén rétegsor teljes megismerése mellett, az ún. lencsehegyi fáciesegység területén két szintben és kedvező települési helyzetben, nagy fűtőértékű barnakőszéntelepek feltárását eredményezte.

Ezt követően Intézetünk a Dorogi Szénbányászati Tröszttel szoros együttműködésben folytatta a kutatást, amelyet egyidejű széleskörű anyagvizsgálati tevékenység egészített ki. Munkánk alapját a területen lemélyült több tucatnyi mélyfúrás anyagán végzett földtani, őslénytani (nagyforaminifera, Mollusca), faciológiai és geokémiai vizsgálatok képezték. Ezek egybevetésével végeztük el a Pilis hegység eocén képződményeinek rétegtani szintezését, amelynek birtokában lehetőség nyílt a Dunántúli Középhegység DNy és ÉK-i részén ismert eocén képződmények párhuzamosítására.

Rétegtani felosztás

KÖZÉPSŐEOCÉN, LUTÉCIAI EMELET

Szárazföldi, édesvízi, csökkentsósvízi rétegek

Besorolásukat települési helyzetük határozza meg. A változó kőzetminőségű (tarkaagyag, aleurolit, márga és barnakőszenes agyag) és szeszélyes településű képződmény mindeddig csupán mélyfúrásokból ismert. Megfigyelésünk szerint az alaphegység karros felszínének egyenetlenségeit tölti ki. Az ide tartozó különböző kőzetfélések mindegyike jellegzetes szárazföldi eredésű anyag, mely feltehetően vízi szállításra, esetenként édesvízi üledékgyűjtőre utal.

Barnakőszén összlet

A szárazföldi—édesvízi fekvőrétegekre üledékfolytonossággal, azok hiányában közvetlenül az alaphegységre települ. Az eddig csak fúrásokból ismert képződmény besorolását az üledékfolytonossággal rákövetkező csökkentsósvízi—tengeri fedőrétegek határozzák meg. E szintbe csak a barnakőszéntelepeket, valamint az azokat elválasztó, esetleg közvetlen fekvőben vagy fedőben levő édesvízi mészkő-, mészmárga-, barnakőszenes agyag, valamint a csökkentsósvízi agyag- és aleuolitrétegeket soroljuk.

E szintben — keletkezésüket tekintve — feltehetően részben édesvízi, részben paralikus, allochton barnakőszéntelepek találhatók.

Nummulites subplanulatus-os — N. striatus-os szint

Ebbe a szintbe a kőzettanilag és faunisztikailag egyaránt jól lehatárolható barnakőszén-fedőrétegek tartoznak.

A barnakőszén összletre üledékfolytonossággal következő agyag—aleurolit—márga sorozat közvetlenül a kőszéntelepek fölötti néhány méteren belül, gyakran tömegesen tartalmazza a *N. subplanulatus* HANTK. et MAD. és *N. striatus* (BRUG.) jellemző nagyforaminiferákat, valamint nagy egyed-, de szegényes fajsámú *Mollusca*-társaságot:

Zebina hungarica SZÖTS
Turritella tokodensis STRAUSZ
Mesalia elegantula (ZITTEL)
Tympanotonus hantkeni (MUN.- CHAIM.)
Pyrazus focillatus (DE GREG.)
Ancilla propinqua ZITTEL
Marginella nava ZITTEL
Cadulus pseudohungaricus SZÖTS
Leda striata LAM.
Arca vétesensis SZÖTS
Tivolina pseudopetersi (TAEGER)

A szint felső részén a felsoroltakon kívül olykor különféle *Operculinák* is megjelenhetnek, rendszerint gyér egyedszámmal.

A *N. striatus* (BRUG.) általános jelenléte és a *N. subplanulatus* HANTK. et MAD.-szal való együttes előfordulása fontos bizonyítéka annak, hogy ez utóbbi alak semmiképp sem lehet az yprəsi emelet szintjelző faja. Nem ritka eset az sem, hogy a rétegekben csupán a *N. striatus* (BRUG.) és ennek alakkörébe tartozó, egyéb, új fajoknak minő-

sülő alakok találhatók. Jóllehet, a *N. striatus* (BRUG.) — tágabb fajlétje folytán — nem nyújt olyan pontos szintezési lehetőséget, mint pl. a *N. perforatus* (MONTF.), az mégis leszögezhető, hogy szóban forgó rétegeink kora biztosan középsőeocén. Ezt csak hangsúlyozza a fedőjében üledéktömegettel következő, s vezető-szintnek minősülő *N. perforatus*-os rétegekkel való szoros összefüggése is. Mindent egybevetve, területünkön is bizonyítottan tekinthetjük mind e rétegek, mind pedig a *N. subplanulatus* HANT. et MAD. rétegtani hovatartozását, s ezek yprési emeletbe sorolását az elmondottak alapján nem tartjuk indokoltnak.

N. perforatus-os szint

A *N. subplanulatus*-os — *N. striatus*-os rétegekre üledékfolytonossággal az előzőeknél meszesebb kifejlődésű márga-, mészmárgarétegek következnek, az üledékciklus leginkább tengeri tagozataként. E meglehetősen vékony, általában néhány méter vastagságú réteg — tömeges, olykor kőzetalkotó nagyforaminifera-faunája alapján — a középsőeocén vezető szintjének minősül. Jellemző alakok:

Nummulites perforatus (MONTF.)
Nummulites brongniarti D'ARCH. et HAIME
Nummulites gizehensis FORSKAL
Nummulites striatus (BRUG.)
Nummulites variolarius (LAM.)
Discocyclina pratti (MICHELIN)
Discocyclina sella (D'ARCH.)

A Pilis hegység területén ebben a szintben jelenik meg először a gránátos biotit-dácit abráziós törmeléke, ugyanitt dácit- és dácittufit-betelepüléseket is találunk. Idevágó vizsgálataink igazolták, hogy a paleogén dácitvulkánosság e szint idején indul meg, bár a kitörés tetőpontját csak az eocén—oligocén határán érte el.

N. striatus-os szint (oszillációs—transzgressziós szint alsó, tengeri—csökkentsősvízi szakasza)

A Pilis hegység ÉNy-i részén ez az eocén legáltalánosabb elterjedésű képződménye. A lencsehegyi és a méhesvölgyi fáciesegység területén az eocén üledéksor záró-, míg a strázsahegyi fáciesegységben annak kezdő tagozatát képezi. Ezt a szintet általánosságban az ismételt oszillációk és transzgressziók jellemzik.

A lencsehegyi és méhesvölgyi fáciesegység területén a *N. perforatus*-os rétegekre legtöbbször üledékfolytonossággal, olykor lokális diszkordanciával, breccsás alaprétéggel, míg a strázsahegyi fáciesegységben a triászra közvetlenül települ, a mélyebb eocén szintek teljes hiányával. Jellemző ősmaradványai:

Nummulites striatus (BRUG.)
Nummulites striatus (BRUG.) var. *minor* D'ARCH. et HAIME
Nummulites variolarius (LAM.)
Nummulites striatus alakkörébe tartozó alakok
Discocyclina sella (D'ARCH.)
Discocyclina pratti (MICHELIN)
Discocyclina fortisi (D'ARCH.)
Mesalia elegantula (ZITTEL)
Tympanotonus diabolii (BRONGN.)
Tympanotonus calcaratus (BRONGN.)
Pyraxus focillatus (DE GREG.)
Diastoma roncaneum (BRONGN.)

Calyptraea aperta SOL.
Globularia incompleta (ZITTEL)
Deshayesia alpina (D'ORB.)
Cantharus brongniarti (D'ORB.)
Margineilla nana ZITTEL
Brachyodontes corrugatus (BRONGN.)
Anomia gregaria BAYAN
Anomia tenuistriata DESH.
Tivellina pseudopetersi (TAEGER)
Sphaenia hungarica C. PAPP

Nummulites striatus-os barnaköszén-összlet
 (oszeillációs-transzgressziós szint felső, esőkentsósvízi—édesvízi szakasza)

A *N. striatus*-os szint alsó, még legtöbbször kifejezetten tengeri tagozatára helyi diszkordanciával, autigén- és allotigén-breccsás rétegek közvetítésével nagy fáciesgazdagságú sorozat következik, mely több szintben lencsés kifejlődésű, de jó minőségű, magas bituminit-tartalmú barnaköszéntelepeket tartalmaz. Az oszeillációs mozgások következtében az egész rétegcsoport több egymást követő cyclothembe foglalható, a kőzetkifejlődés és a fauna jellege is ennek megfelelő képet mutat.

Általában a durvatörmelékes kőzetfajták uralkodnak, az agyagos—aleuritos—márgás rétegek alárendeltebbek. Az egyes rétegek vízszintes kiterjedése erősen korlátozott, gyakori a rétegtöredékelődés, a különböző kőzetfajták szeszélyes egybefogódása. Fáciesjellegeiből következőleg faunájában a tengeritől az édesvíziig terjedő élettér jellemző alakjai egyaránt megtalálhatók:

a tengeri közbetelepülésekben:

Nummulites striatus (BRUG.)
Nummulites striatus (BRUG.) var. *minor* D'ARCH. et HAIME
Nummulites variolarius (LAM.)
Nummulites? *incrassatus* DE LA HARPE
Nummulites? *millecaput* (BOUB.)

a Molluscák közül:

Strombus tournoueri BAYAN
Deshayesia alpina (D'ORB.)
Cryptoconus semistriatus DESH.
Corbis major BAYAN
Psammobia pudica (BRONGN.)
Tellina cfr. *erycinoides* DESH.
Thracia bellardi PICTÉ

a mezohalin és oligohalin tengeri rétegekben:

Zebina hungarica SZŐTS
Mesalia elegantula (ZITTEL)
Melanatria auriculata (SCHLOTH.)
Melanopsis doroghensis OPPH.
Tympanotonus hungaricus (ZITTEL)
Pyrazus focillatus (DE GREG.)
Diastoma roncanum (BRONGN.)
Rimella fissurella (LINNÉ)
Strombus tournoueri BAYAN
Deshayesia alpina (D'ORB.)
Globularia incompleta (ZITTEL)

Cantharus bronghieri (D'ORB.)
Marginella nana ZITTEL
Anomia gregaria BAYAN
Anomia tenuistriata DESH.
Ostrea supranummulitica ZITTEL
Beguinia taegeri Szóts
Dreissena eocaena (MUN.- CHALM.)
Phacoides haueri (ZITTEL)
Divaricella pulchella (ZITTEL)
Tivolina pseudopetersi (TAAGER)
Meretrix hungarica (HANTKEN)
Meretrix villanova (DESH.)

a polyhalin brack jellegű rétegekből:

Theodoxus passyanus (DESH.)
Faunus fornensis (ZITTEL)
Melania distincta ZITTEL
Corbicula grandis (HANTKEN)

édesvízi rétegekből:

Bithynia carbonaria (MUN.- CHALM.)

A méhesvölgyi fáciesegységben mutatkozó vékony, erősen bontott dácit-betelepülés következetesen azonos szintbeli megjelenése annak felsőlutéciai korát valószínűsíti.

Nummulites millecaput-os szint

A *N. striatus*-os barnakőszén-összlet legfelső rétegei ismét fokozatos tengeribbé válására utalnak [*N. striatus* (BRUG.) megjelenése]. Az eddig uralkodóan törmeléken üledékképződést meszesebb üledékek: mészhomokkő, kavicsos (!) mészkő váltják fel. A benne található *Nummulites* (?) *millecaput* (BOUB.), *N. variolarius* (LAM.), *N. discorbinus* SCHLOTH. e rétegek korát a lutéciai emelet felső részén jelöli meg. Külön szeretnénk kiemelni, hogy a Pilis hegység területén e rétegek csak az ún. strázsahegyi fáciesegység területén, általában erősen denudálódva fordulnak elő, a Dunántúli Középhegység DNy-i területén általánosan meglevő, s határozott szintet alkotó *glaukonitos rétegek területünkön teljességgel hiányoznak*, s az erősen lepusztult millecaputos rétegekre közvetlenül a felsőeocén következik.

FELSŐEOCÉN, PRIABONAI EMELET

Nummulites fabianii-s szint

A millecaputos rétegek fölött, eróziós diszkordanciával, nagyobb szögeltéré nélkül, kavicsos, olykor konglomerátumba átmenő homokkősorozat következik. A benne található gazdag nagyforaminifera-fauna:

Nummulites fabianii PREVER
Nummulites vascus JOLY et LEYM.
Nummulites incrassatus DE LA HARPE
Nummulites pulchellus DE LA HARPE

a szint korát biztosan a felsőeocénben határozza meg. A fentiekhez különböző *Operculina*, *Discocyclus*, *Heterostegina* fajok járulnak. A molluszkák közül, a lutéciai emeletből áthúzódó alakok mellett:

Cylichna sp.
Pseudamussium corneum (Sow.)
Chlamys (*Aequipecten*) *subdiscors* (DESH.)
Ostrea cf. *plicata* SOL.
Corbicula sp.
Cardium sp.
Meretrix sp.
Psammobia sp.

fordul elő.

A *N. vascus* JOLY et LEYM. jelenléte alapján a felsőeocén magasabb szintjeinek meglétét is bizonyítottak látjuk.

Elterjedés

Megállapításaink szerint az eocén fedőhegység három, egymástól elütő, de jól párhuzamosítható fáciesegységre különül:

1) A lencsehegyi fáciesegység a Nagy-Strázsahegy É-i előterétől DK felé a Lencsehegy—Bottyán-árok tájáig követhető. Az eocén üledéksor a *N. subplanulatus*-os telepcsoporthoz tartozó szárazföldi—édesvízi rétegekkel kezdődik, s a *N. striatus*-os barnakőszénösszettel zárul. Ez a sorozat ilyenformán egy teljes földtani kis ciklust képvisel. A hegység gyakorlatilag legfontosabb eocén kifejlődési egysége, mert mind a subplanulatusos, mind a striatusos barnakőszéntelepek fejtesre érdemes minőségben és vastagságban (1,5—16,2 m, illetve 2,1—13,2 m) megtalálhatók.

A fáciesvizsgálatok az egységen belül — ÉNy felé — az üledékgyűjtő fokozatos mélyülésére utalnak. DK-i irányban, a Babosvölgy táján mindinkább partközeli képződésre valló jelenségek tapasztalhatók.

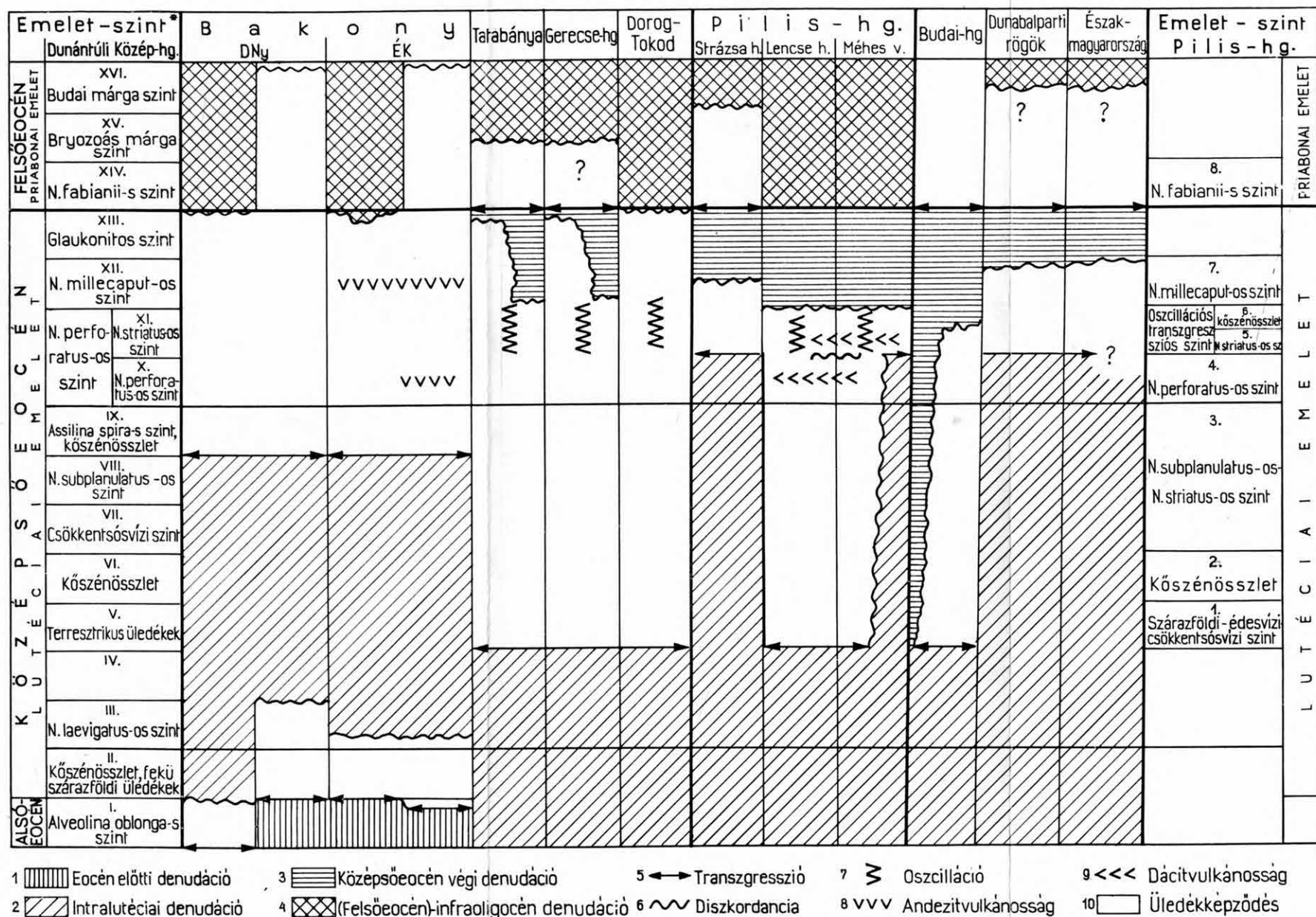
A lencsehegyi fáciesegységhez É—ÉK felől a méhesvölgy—bottyánárki, DNy-ról pedig a strázsahegyi fáciesegység kapcsolódik. E három elütő fáciesegység rétegtani párhuzamosítását — az utólagos nagymérvű tektonikus diszlokációk ellenére — a legáltalánosabb elterjedésű *N. striatus*-os szint jelentősen megkönnyíti, mivel ez a lencsehegyi és a méhesvölgyi fáciesegységben az üledéksornak záró-, a strázsahegyiben pedig kezdő tagja.

2) A méhesvölgy—bottyánárki fáciesegység a lencsehegyivel azonos szinteket ölel fel, azonban kifejlődése az előbbinél partközeli. Szembetűnő a *N. perforatus*-os szint alatti tagozatok redukált volta, esetenkénti részleges vagy teljes hiánya. A perforatusos szint igen vékony, a Bottyánárok környékén helyenként emerziós jelleggel közvetlenül a triászra települ, fedőjében vékony, molluszkás márgával, amely már a striatusos szintet képviseli. A Bottyánárok felső szakaszán vékony, csökkentsővízi agyagos üledékek közvetítésével, határozottan partközeli kifejlődésű, rendkívül faunagazdag, vastag perforatusos mészkősortozatot találunk.

A fáciesegység Ny-i részén, a Sárosvölgy táján, egészen sajátos módon, néhány száz méteren belül a *N. perforatus*-os, vagy akár a *N. striatus*-os szintnél idősebb tagok kimaradnak, és a strázsahegyihez hasonló módon, a striatusos rétegek köz-

A PILIS HEGYSÉG ÉS A DUNÁNTÚLI KÖZÉPHEGYSÉG EOCÉN FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK VÁZDIAGRAMJA

Nagy G. – Kecskeméti T. – Kecskeméti T.-né 1966



* A Dunántúli Középhegység rétegtani adatai Kopek G. – Kecskeméti T. – Dudich E. jr. (1964) nyomán

vetlenül a triászra települnek. Ez a jelenség minden bizonnyal a partvonal erős találgatásának következménye. A *N. striatus*-os barnakőszénösszletben (az oszcillációs—transzgressziós szint felső részén) lávaár jellegű biotitdácit betelepülés van, amely az üledékképződési jellegekkel egybevágóan, a prepireneusi mozgások megerősödése mellett tanúskodik.

3) A strázsahegyi fáciesegység területe tulajdonképpen az a Fehér Szirt—Strázsahegyek vonalában húzódó mezozoos küszöb, amely a felsőlutéciai transzgresszió első feléig a pilisi és a dorog—tokodi eocén üledékgyűjtőt elválasztotta egymástól. Ennek tengerrel történő elborítása csak a *N. striatus*-os szintben, a megerősödő prepireneusi mozgások hatására következett be.

A triász mészkő karros felszínére változó szemnagyságú kovás és meszes homokkőrétegek települnek, bázisukon sajátos iszapfolyásos jelenségekkel. A striatusos kőszénösszletben lencsés kifejlődésű alap- és köztetelekben fejtésre érdemes, általában igen magas bituminit-tartalmú barnakőszén keletkezett.

A *N. striatus*-os szintre a *N. millecaput*-os rétegek üledékátmenettel következnek. Bár ez utóbbi még feltétlenül további vizsgálatot igényel, annyi azonban az eddigiekből is kitűnik, hogy a millecaputos szint vastagsága — az utólagos lepusztulást is tekintetbe véve — a Dunántúli Középhegység más területeihez mérten már eleve lényegesen kisebb volt. Az eróziós diszkordanciával rátelepülő *N. fabianii*-s homokkő meggyőzően bizonyítja a középső eocén-végi denudáció tényét. A fáciesegység eocén üledéksora, a környező területeket is beleértve, a legfiatalabb, *N. vascus*-tartalmú felsőeocén homokkővel zárul.

Fejlődéstörténet

A Pilis hegységben megállapított szinteknek a Dunántúli Középhegység DNY-i részével történő párhuzamosítása — bizonyos fácieskülönbségek hangsúlyozása mellett — egyértelműen megoldható (I. melléklet). Területünkön, a Dorog—Tokod—Tatabánya közti térséggel egyidejűleg, csak a felsőlutéciai transzgresszió idején indult meg az eocén üledékképződés.

Az üledékciklusnak a *N. perforatus*-os szintig terjedő első szakaszában lényeges eltérést sehol sem találunk, a Pilisben csupán a csökkentsővízi rétegek redukáltabb voltában látunk különbséget.

A *N. perforatus* (MONTF.) vezetőszerpe területünkön is általános érvényű.

A *N. striatus* (BRUG.) fajnak a *perforatus*-os szint alatt és a fölött, két szintben való megjelenése a Pilisen kívül a solymári, a dorogi és a csehszlovákiai sturovo-i területről (VAŠOVA, M. szóbeli közlése) is ismert, s bizonyos kifejlődésbeli rokonvonalat jelent e területek és az Erdélyi-medence hasonló korú rétegei között.

Az új transzgresszióval jelentkező felsőeocén *N. fabianii*-s rétegei általában nagyobb szögeltérés nélkül, eróziós diszkordanciával települnek a millecaputos rétegek maradványaira.

Ha közelebbről vizsgáljuk, szembetűnő, hogy a pilisi eocén fáciesegységek mintegy kicsinyített másai a Középhegység nagyobb eocén kifejlődési egységeinek. Ennek okát a Pilis hegységnek a Dunántúli és az Északi Középhegység között elfoglalt átmeneti helyzetében látjuk. Már a mezozoikumban bizonyított e területnek a Középhegység DNY-i részéhez viszonyított peremi helyzete. (Itt elsősorban a jura és kréta képződmények elütő voltára gondolunk.) Az eocénben ezek az eltérések esetenként még

határozottabbá válnak. Így a Dunántúli Középhegység ÉK-i részén, az eddigi megállapítások szerint mindenütt csak a felsőlutéciai transzgresszióval indul meg az eocén üledékképződés. Ez a transzgresszió viszont a Pilis—Vértess között korábban köszönt be, mint a Bakony területén, s a *N. subplanulatus*-os szintben már tengeri üledékeket találunk.

Ebbe a ciklusba tartozik a Pilis lencsehegyi és méhesvölgyi fáciesegysége, amely a hegység mai csapásával egyező irányú, ÉNy--DK-i törésekkel preformált öbolszerű üledékgyűjtőben keletkezett.

A prepireneusi mozgások ismételt jelentkezése a középsőeocén végén újabb transzgressziót, majd pedig részleges kiemelkedést és lepusztulást eredményezett.

A *N. perforatus*-os szintet helyenként üledékfolytonossággal, többnyire azonban jelentős térhódítással követik a *N. striatus*-os rétegek. Ennek a szintnek oszcillációs—transzgressziós jellege a Középhegység DNy-i részéhez viszonyítva sokkal határozottabban jelentkezik: míg DNy-on inkább csak oszcillációk voltak, addig a Pilisben és a tőle ÉK-re eső területeken — regionálisan nézve: éles határral — a transzgressziós jelleg válik uralkodóvá. Jóllehet a Duna-balparti rögök és az Északi Középhegység területére vonatkozó adataink eléggé hiányosak, annyi mégis megállapítható, hogy a *Pilistől ÉK-re eső területen az eocén üledékképződés, a strázsahegyi fáciesegységgel megegyezően, a középsőeocén-végi transzgresszióval indult meg, s a rövidebb—hosszabb ideig tartó középsőeocén-végi kiemelkedés után, új transzgresszióval, a felsőeocénben folytatódott.* Fentiek alapján a kősi barnakőszénösszetlet is a striatusos kőszénösszetlettel azonosíthatjuk.

A középsőeocén-végi denudáció szintén a Középhegység ÉK-i területein érezteti a hatását erőteljesebben. Már a Gerecse ÉK-i részén ismeretes a glaukonitos rétegek különböző mérvű, eocénen belüli lepusztulása. A Pilisben ez a kiemelkedés már olyan mérvű volt, hogy a Középhegységben általánosan elterjedt millescaputos szint csak nagyon redukáltan, a glaukonitos rétegek pedig egyáltalán nem fejlődtek ki. A Budai-hegységben a millescaputos rétegek hiányának okát ugyan csak ebben látjuk.

Ha a kéregmozgások regionális hatását és a velük kapcsolatos összefüggéseket vizsgáljuk, azt tapasztaljuk, hogy az egyes mozgások izokron felületei megegyeznek a biosztratigráfiai alapon megállapított szintekkel. Végeredményben a Középhegység eocén üledéksora az ezek közé eső földtani kis ciklusok és cyclothemek üledékeinek többé-kevésbé folytonos sorozataiból épül fel.

Összegezve az elmondottakat, megállapíthatjuk, hogy a Középhegység eocénjének rétegtani párhuzamosítása elsősorban a nagyforaminiferákon alapuló biosztratigráfiai szintezés és a diasztrófikus jelenségek egybevetése révén oldható meg. Mindazok a nehézségek és ellentmondások, amelyek a megelőző évtizedekben a középhegységi eocénkutatást jellemezték, elsősorban az elmondott törvényszerűségek, s nem utolsósorban a tektonizmus — főként a fiatal szerkezetalakulás — utólagos módosító hatásának fel nem ismeréséből vagy figyelmen kívül hagyásából eredtek. E hibák kiküszöbölése a Középhegység egészére nézve egységes és biztos alapot jelent az elkövetkezendő tudományos és gyakorlati kutatás számára.

HIVATKOZOTT IRODALOM

- KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1960: A bakonyi eocén szintézése Nagyforaminiferák alapján. — Földt. Közl. 90. pp. 442—455.
- KOPEK G.—KECSKEMÉTI T.—DUDICH E. jun. 1967: A Dunántúli Középhegység eocén-jének rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 249—264.
- NAGY G. 1963: A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 183—194.
- NAGY G. 1966: A Dorog—Esztergom vidéki paleogén terület szerkezeti helyzete. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 301—314.
- NAGY G.—SZABÓ N. 1967: Az esztergom—lencsehegyi barnakőszénkutatás. — Földtani Kutatás X. pp. 7—11.

ÜBER DIE BEZIEHUNG DER EOZÄNEN ABLAGERUNGEN
DES PILIS-GEBIRGES UND DES TRANSDANUBISCHEN
MITTELGEBIRGES

von

G. NAGY — T. KECSKEMÉTI — A. KECSKEMÉTI—KÖRMENDY

Die umfassende geologische, paläontologische, lithologische und geochemische Untersuchung der eozänen Ablagerungen des Pilis-Gebirges führte zur völligen Erkenntnis der eozänen Schichtenfolge, zu ihrer Horizontierung, zu der Klärung ihrer stratigraphischen Verhältnisse, ihrer Entwicklungsgeschichte und ihres Zusammenhanges mit den anderen eozänen Bildungen des transdanubischen Mittelgebirges.

Dementsprechend beschäftigt sich die vorliegende Abhandlung — auf Grund der Untersuchung der Malakofauna und der Grossforaminiferen — mit der stratigraphischen Gliederung des Gebietes. Die der Lutet-Stufe des Mitteleozäns angehörenden Bildungen sind (von unten nach oben) die folgenden: kontinentale, Süß- und Brackwasser-Schichten: braunkohlenführender Schichtenkomplex; *N. subplanulatus*- und *striatus*-Horizont; *N. perforatus*-Horizont; *N. striatus*-Horizont; durch *N. striatus* gekennzeichnet braunkohlenführender Schichtenkomplex; *N. millicaput*-Horizont. Die Priabon-Stufe des oberen Eozäns ist durch den *N. fabianii*-Horizont vertreten.

Die Fazies-Analyse der eozänen Ablagerungen des Pilis-Gebirges ermöglicht die Unterscheidung von drei voneinander abweichenden, aber gut vergleichbaren Fazies-Einheiten: Lencsehegy, Méhesvölgy—Bottyánárok und Strázsahegy.

Von den chronologischen Episoden ist die im oberen Lutetien beginnende Sedimentation die erste. In der ersten bis zum *N. perforatus*-Horizont reichenden Phase des Sedimentationszyklus kann kein wesentlicher Unterschied von den anderen eozänen Gliedern des Transdanubischen Mittelgebirges nachgewiesen werden.

Die Leitrolle des *N. perforatus*-Horizontes ist auch im Pilis-Gebirge allgemein. Diesem Horizonte folgen — stellenweise mit kontinuierlicher Sedimentation, meistens aber mit wesentlich grösserer Verbreitung — die *N. striatus*-Schichten. Der obere Abschnitt dieser Schichten ist eine sehr faziesreiche Serie, in der sich in mehreren Horizonten Braunkohlenflöze befinden. Der Oszillations-Transgressionscharakter dieses Horizontes äussert sich — im Verhältnis zum südwestlichen Teil des Trans-

danubischen Mittelgebirges — viel stärker. Während im südwestlichen Teil fanden eher nur Oszillationsbewegungen statt, wurde im Pilis-Gebirge der Transgressions-Charakter herrschend.

Das Auftreten der Art *N. striatus* unter und über dem *N. perforatus*-Horizont, d.h. in zwei Horizonten, ist ausserhalb des Pilis-Gebirges auch in den Gebieten von Solymár, Dorog und Šturovo (Tschechoslowakei) und auch im Siebenbürgischen Becken bekannt.

Die Denudation, die mit der am Ende des Mitteleozäns einsetzenden Erhebung verbunden ist, kommt in den nordöstlichen Zonen des Transdanubischen Mittelgebirges stärker zum Ausdruck. Im Pilis-Gebirge war diese Erhebung so stark, dass der im Transdanubischen Mittelgebirge überall verbreitete *N. millicaput*-Horizont sich nur sehr beschränkt, die glaukonitischen Horizonte überhaupt nicht entwickeln konnten.

Die Isochronflächen der Krustenbewegungen decken sich gut mit den Grenzen auf biostratigraphischer Grundlage festgestellten Horizonte, dementsprechend ist die eoazäne Schichtenfolge des Transdanubischen Mittelgebirges aus den \pm ununterbrochenen Serien auf die Zwischenräume dieser Horizonte entfallenden geologischen Kleinzyklen und Zykllothemen aufgebaut.

Beilage I. Schema der eoazänen Entwicklungsgeschichte des Pilis-Gebirges und des Transdanubischen Mittelgebirges. — Zusammengestellt von G. NAGY—T. KECSKEMÉTI und A. KECSKEMÉTI-KÖRMENDY. (Die Angaben über das Transdanubische Mittelgebirge sind nach G. KOPEK—T. KECSKEMÉTI—E. DUDICH JR. 1964. gegeben).

1. Voreozäne Denudation, 2. intralutetische Denudation, 3. spätmitteloazäne Denudation, 4. infraoligoazäne (obereozäne) Denudation, 5. Transgression, 6. Diskordanz, 7. Oszillation, 8. Andesitvulkanismus 9. Dazitvulkanismus, 10. Sedimentation

A BAKONY – VÉRTES VIDÉKI KŐSZÉNKUTATÁS IRÁNYELVEI ÉS LEGÚJABB EREDMÉNYEI

Írta: KOPEK GÁBOR

A Bakony és Vértes vidékének kőszénkutatását korábban általában az jellemezte, hogy a *hegységperemet, illetve annak közelségét tartotta érdemesnek a kutatásra* és a legtöbb esetben az *ismert, többnyire természetes feltárásokban észlelt kőszénindikációkra támaszkodva, lépésről lépésre haladva tette ismertté az addig ismeretlent*. Ez utóbbi elv alkalmazása vezetett el oda is, hogy ritkán a peremektől távolabb, tapogató jelleggel, egy-egy fúrással, a medencében keresték a kőszénösszlet folytatását. Ez utóbbi kutatások csaknem kivétel nélkül sikertelenül zárultak, a telepösszlet ki-meddülését, helyette tengeri rétegek jelentkezését, vagy az eocén üledékek hiányát állapították meg, esetleg a vastag fedőösszletben leállva végződtek és kedvét szegték a vállalkozóknak a további próbálkozás tekintetében.

A fenti kutatási koncepció szoros összefüggésben állt az akkori ősföldrajzi elképzeléssel. E szerint a folyamatos, fokozatosan transzgresszív és teljesnek tekinthető eocén üledéksor alján jelentkezik a kőszénképződés és a lápterületek kialakulására a feltételek csupán a maival csaknem egyező peremvonal mentén voltak adva. A peremvonaltól északra már a tenger helyezkedett el, kizárva ott ezáltal a lápképződésnek még a lehetőségét is.

Hogy nem ismerték fel a kőszéntelepek feletti tengeri fedő korszakosságait, amely végeredményben a vázolt ősföldrajzi kép revíziójához vezetett volna, ennek fő okai az eocén fáciesek sokrétűségében, a faunák feldolgozatlan voltában, rétegtani értékelésük hiányosságaiban és ellentmondásaiban, illetve a rétegtani szempontból oly fontos Nagyforaminifera-félék feldolgozásának elhanyagolásában kereshetők.

Amikor 1958-ban megindult a hegység eocén üledékeinek átfogó újrávizsgálata, magunk részéről az előbb említett szempontok szerinti, minél részletesebb, sok adatra és nagy területekre kiterjedő vizsgálatot tartottuk elsődleges feladatunknak.

Munkánk tulajdonképpen három kutatási szakaszra oszlott. Az első szakaszban, amelyet *sztratimetrikus szakasznak* is nevezhetnénk, célunk az volt, hogy *szinteket tudjunk megállapítani*, tisztázva azok egymáshoz való viszonyát, egymás alatti vagy feletti elhelyezkedését. A második feladat volt a *szinteken belüli fáciesek rögzítése*, ezek egymáshoz való viszonyának tisztázása, illetve a különböző fácies-tartományok szinteken történő összevonása.

Ebben az időben még teljesen érdektelen volt számunkra e szintek valódi sztratigráfiai értéke, ilyen jellegű értékelésre csak az általunk döntőnek tartott faunacsoportok feldolgozása után vállalkozhattunk, addig a rétegtani zűrzavar fokozásá-

nak elkerülése érdekében, az abban az időben elfogadottnak tartott rétegtani kereketen belül maradtunk (KOPEK G. 1962. p. 16).

Céljaink elérésére szakítottunk az elmúlt három évtizedben megszokott kutatási módszerekkel és munkánkhoz egyrészt az eddig előnyben részesített feltárások helyett elsősorban a teljesebb rétegsorokat szolgáltató *magfúrásokat* hasznosítottuk, másrészt megkeresve a legmegfelelőbb faunacsoportokat, a *Nagyfóraminiferákat és néhány egyéb jellemző alakot* (*Tubulostium spirulaeum*, rákok, *Conoclypus conoideus* stb.), használtuk fel elsősorban a szintek megállapításánál.

Ez a módszer nem csupán az egyre világosabban kirajzolódó szintek kialakításához vezetett, hanem lehetővé tette a szintjelző fajok esetében, a többszűcsű dominancia-görbék jelentkezésének elemzése nyomán (KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1960, KOPEK G. 1964) az addig hibásan parallelizált fáciesek korrekcióját, a szintek elterjedési törvényszerűségeinek felismerése és rögzítése révén pedig a rétegtani hézagok megállapítását.

A kutatás második, *rétegtani szakaszában* az egyes szintek rétegtani értékelése után már körvonalazódni kezdtek a terület eocén fejlődéstörténetének főbb mozzanatai. Ezek közül a legfontosabb az eocénen belüli üledékhézagok kimutatása, az újabb üledékképződési ciklusok jelentkezése — bázisukon barnakőszénképződéssel — az eocén üledéksor epikontinentális, sőt sok helyütt kimutatható szigettengeri jellege és végül, de nem utolsósorban, az egyes üledékciklusok sávos elrendeződése. Ez utóbbi eleve két irányban szabta meg további tevékenységünket.

Egyrészt tisztáznunk kellett a területen előforduló kőszénösszletek korát, elterjedésük törvényszerűségeit (KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964a), másrészt a sávos elrendeződés felismerésével kutatnunk kellett azokat az ősi depressziókat, amelyek helyet adhattak a lápképződésnek. A fenti feladatok felismerésével egyben elkezdődött kutatásaink harmadik, *ősföldrajzi* fázisnak is nevezhető szakasza.

Ennek a kutatási fázisnak fő jellegzetessége, a bevezetőben vázolt korábbi kutatási koncepcióval szemben, hogy a *peremeken szerzett ősföldrajzi tapasztalatok segítségével nemcsak a peremeket tartja érdemesnek a kutatásra, hanem a perem lápsávján túl, attól É-ra, nagyjából azzal párhuzamos lefutásban még két-három hasonló lápvázeltételezését tételezi fel* (KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964b). A fenti elmélet továbbfejlesztésére, a lápok kialakulását lehetővé tevő, de ma már vastag oligocén képződményekkel eltemetett depressziók felkutatására a korábbi geofizikai méréseket (Eötvös-inga, gravitációs és szeizmikus) hasznosítottuk (M. SZABÓ F. 1965). Ezek a mérések szerkezetiileg nemcsak igazolták a sávos elrendeződést, hanem a depressziók (minimum vonulatok), illetve az azokat elválasztó gátak (maximum vonulatok) pontosabb helyzetét is körvonalazták és így lehetőséget nyújtottak az első kutatófúrások telepítésére.

E fentebb ismertetett ősföldrajzi koncepció ellenőrzésére és az esetleges kőszénkincs feltárására a mélyfúrásos kutatás 1964-ben indult meg. Azóta (1966. IX. 1-ig) 7 kutatófúrás mélyült le (5 perspektivikus kőszénkutató, 2 sekélyszerkezetkutató) a területen és a perspektivikus fúrások közül kettő művelelő kőszéntelepet harántolt (1. ábra).

A fúrások rövid ismertetését az alábbiakban adjuk:

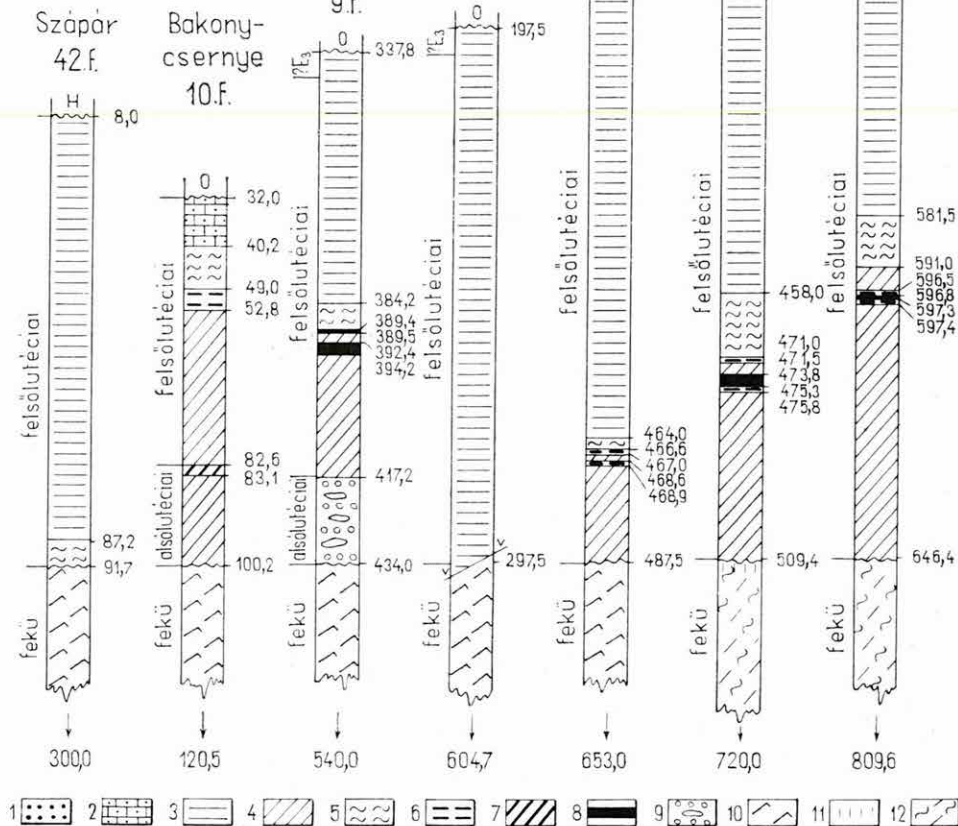
BAKONYCSERNYE, Bcs-10. JELŰ FÚRÁS

A déli sáv észak felé való kiékelődésének tisztázása, illetve a két sáv közti régebbi, meddőként nyilvántartott fúrások adatainak ellenőrzése volt a fúrás célja. A fúrás sekélyszerkezetkutató jelleggel mélyült.

A 2 sáv területének fúrásai
1965-66-ban

Az 1-2. meddő sáv kö-
zötti terület fúrásai

1966-ban



1. ábra. Az ÉK-bakonyi kőszénkutató első fázisában mélyült fúrások szelvényeinek értelmezése

1. „Csérnye” homokkő, 2. *N. perforatus*-os mészkő, 3. foraminiferás márga, 4. korallós molluscum márga, 5. kőszén-szövet és feké terasztrikum általában, 6. szén, homokos agyag, 7. szén, aleurit, 8. kőszén, 9. szén (bitumenes) homokkő kavicsos, 10. cenomán turrilit-szerű márga, 11. albai mészkő, 12. apti munierias agyag; H = holocén, O = oligocén, v-v = vető

Abb. 1. Interpretierung der Profile der in der ersten Phase der Sucharbeiten auf Kohle im nordöstlichen Bakony abgeteuten Bohrungen

1. „Csérnye” Sandstein, 2. *N. perforatus*-führender Kalkstein, 3. foraminiferenführender Mergel, 4. Korallen- und Mollusken-führender Mergel, 5. Kohlenkomplex und liegendes Terrestrikum im allgemeinen, 6. sandige Lettenkohle, 7. kohlenführender Schluffstein, 8. Kohle, 9. kohlenführender (bituminöser) Sandstein mit Schotter, 10. cenomaner Turrilitenmergel, 11. albaier Kalkstein, 12. aptischer Munierienton; H = Holozän, O = Oligozän, v-v = Verfugung

- 0,0— 32,0 m Agyagmárga, konglomerátum (felsőoligocén).
 32,0— 40,2 m Mészke; *N. perforatus*-os szint (felsőlutéciai).
 40,2— 49,0 m Korallós—molluszkumos márga (felsőlutéciai).
 49,0— 52,8 m *N. perforatus*-os telepösszet, nem művelő kifejlődésben; szenes agyag, szenes aleurit, szervesanyag-dús bitumenes agyag (felsőlutéciai).
 52,8— 82,6 m Tarka agyag.
 82,6— 83,1 m Kőszéntelep: szenes aleurit, tetején kavicsos; kőszén-kavicsot is tartalmaz (alsólutéciai).
 83,1—100,2 m Agyag, homokos agyag (alsólutéciai feküesség).
 100,2—120,5 m Turriliteszes márga (középsőkréta).

A harántolt kőszén üledékek részletes adatait lásd a 2. ábrán.

SZÁPÁR, Sz-42. JELŰ FÚRÁS

A déli és a középső sávot elválasztó, feltételezett meddő háton települt, e hát meglétének igazolására. A fúrás sekélyszerkezetkutató jelleggel mélyült.

- 0,0— 8,0 m Holocén—pleisztocén.
 8,0— 87,2 m Foraminiferás márga (a felső részében jelentkező nagy glaukonittartalom az egész középsőeocén jelenlétét igazolja); (középsőeocén, felsőlutéciai).
 87,2— 91,7 m Korallós—molluszkumos márga, *N. perforatus*-szal (felsőlutéciai).
 91,7—300,0 m Turriliteszes márga (középsőkréta).

Az eocén és a kréta határa a fúrónagon jól látható éles diszkordanciát mutat. A fúrás kőszént nem harántolt.

MÓR, M-2. JELŰ FÚRÁS

A feltételezett középső sáv ÉK-i végén telepítettük, ez volt tulajdonképpen az első fúrás, amelyet a sávos elmélet igazolására mélyítettünk.

- 0,0—378,8 m Kavics, agyag, márga, konglomerátum, kőszénlencsék (felsőoligocén).
 378,8—385,1 m „csenyeyi homokkő” (felsőeocén).
 385,1—458,0 m Foraminiferás márga (középsőeocén).
 458,0—471,0 m Korallós—molluszkumos márga (középsőeocén).
 471,0—509,4 m Kőszénösszet (középsőeocén).
 509,4—509,8 m Orbitolinás mészke (középsőkréta, albai).
 509,8—661,0 m Munierias agyagösszet (középsőkréta, apti).
 661,0—720,0 m Dachsteini mészke (felsőtriász, raeti).

A jelentkező felsőlutéciai kőszénösszet (figyelmű kívül hagyva a 471,0—471,5 m között harántolt kísérő telepet) 473,8—475,8 m között 2 m vastag telepet tartalmaz, mely alul és felül 0,4 illetve 0,5 m vastag szenes agyagból, közepén 1,1 m vastag 3312 kg/cal átlag fűtőértékű kőszénből áll (részletes szelvényét lásd a 2. ábrán.)

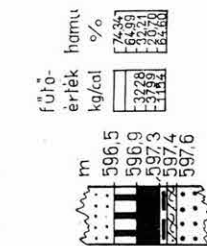
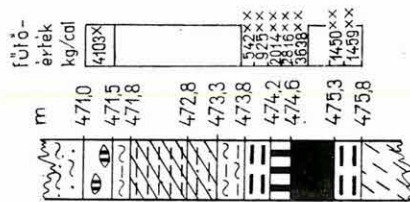
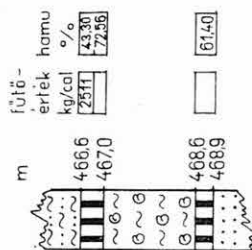
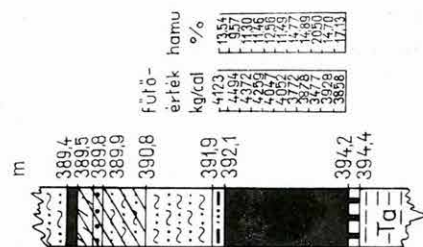
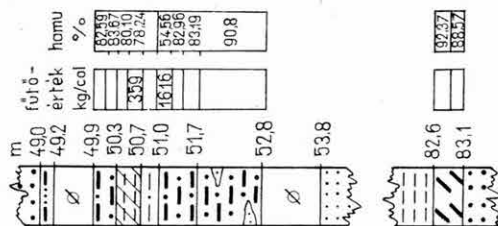
A fúrás által feltárt kőszéntelep alapján a kifejlődési területet 1 km²-re extrapolálva, a készletet 1.430 000 tonnának számítottuk és azt C₂ kategóriában, egyelőre nem művelő tartalékkészletként tartjuk nyilván.

Bakonycsérnye 10. Bakonycsérnye 9.

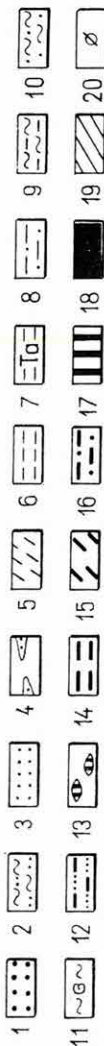
Nagyveleg 1.

Mór 2

Mór 3.



x { a márgában levő
kőszénlencsék adotta
a komlói és a balinkai
labor vizsgálati ered-
ményeinek átlaga



2. ábra. Az ÉK-i Bakony kőszénkutatási területén 1965—66-ban leműlyített fúrások telepszelvényei

1. Homokkő, 2. márgás homokkő, 3. laza homok, 4. homoklencsék, 5. aleurit, 6. agyag, 7. tarka agyag, 8. homokos agyag, 9. agyagmárga, 10. homokos márga, 11. esztás márga, 12. kőszénlencsés homokkő, 13. kőszénlencsés márga, 14. szenes agyag, 15. szenes aleurit, 16. szenes homokos agyag, 17. kőszénpala, 18. kőszén, 19. szenes (szerves) anyag disszlálás, 20. mag nines

Abb. 2. Flözprofile von Bohrungen im Raume der 1965—66 im nordöstlichen Bakony durchgeführten Sucharbeiten auf Kohle
1. Sandstein, 2. Mergelsandstein, 3. lockerer Sand, 4. Sandlinsen, 5. Schluffstein, 6. Ton, 7. bunter Ton, 8. sandiger Ton, 9. sandiger Mergel, 11. gastropodenführender Mergel, 12. Sandstein mit Kohlenlinsen, 13. Mergel mit Kohlenlinsen, 14. Lettenkohle, 15. kohlenführender Schluffstein, 16. sandige Lettenkohle, 17. Kollenschiefer, 18. Kohle, 19. Anreicherung von Kollennmaterial (orgauesches), 20. kein Kern

MÓR, M-3. JELŰ FÚRÁS

A fúrás a Mór 1. és Mór 2. jelű fúrások között mélyült, célja volt eldönteni, hogy a déli és a középső sáv ezen a tájon összeköttetésben állt-e?

- 0,0–504,6 m Kavics, agyag, márga, konglomerátum, kőszénlencsék (felsőoligocén).
 504,6–581,5 m Foraminiferás márga (középsőeocén).
 581,5–646,4 m Felsőlutéciai kőszénösszlet (középsőeocén).
 646,4–747,9 m Munierias agyag (középsőkréta, felsőapti).
 747,9–809,6 m Mészke és tűzköves mészke (júra).

Noha a kőszénösszleten belül egyenetlen eloszlásban igen sok szenes, bitumenes réteg mutatkozott, valódi kőszéntelep csak 596,5–597,4 m között jelentkezett, ebből is csak 40 cm éri el kalórikusan a műrevalóságot. A fentiek alapján tehát a két sávot elválasztó gát itt víz alatti küszöbként fejlődött ki és így nem tette lehetővé a műrevaló kőszénképződést.

NAGYVELEG, Nv-1. JELŰ FÚRÁS

A második sávon Nagyvelegtől ÉNy-ra települt a fúrás, a második sáv lefutásának továbbkutatására.

- 0,0–356,7 m Kavics, agyag, márga, konglomerátum, kőszénlencsék (felsőoligocén).
 356,7–464,0 m Foraminiferás márga (középsőeocén).
 464,0–466,6 m Korallós—molluscumos márga (középsőeocén).
 466,6–487,5 m Kőszénösszlet (középsőeocén).
 487,5–513,6 m Turrilitészes márga (középsőkréta, albai-cenomán).
 513,6–514,0 m Orbitolinás mészke; 513,6 m-nél törésvonal! (középsőkréta, albai).
 514,0–514,4 m Requienias mészke (középsőkréta, albai).
 514,4–620,7 m Munierias agyagesoport; 514,8 m-nél törésvonal! (középsőkréta, felsőapti).
 620,7–653,0 m Dachsteini mészke (felsőtriász, raeti).

A fúrás megállapította a sáv DNy-irányú folytatását, de annak déli peremét ütötte meg, s két jelentéktelen telepecskét (0,4 ill. 0,3 m) harántolt 466,6–467,0 m és 468,6–468,9 m között.

BAKONYCSERNYE Bcs-9. JELŰ FÚRÁS

A fúrás egyrészt továbbkutatta a középső sáv lefutását DNy-i irányban, másik célja az volt, hogy felderítse, van-e kapcsolat a Mór 2., valamint a Nagyveleg 1. sz. fúrással feltárt részek és a dudari terület között?

- 0,0–337,8 m Kavics, agyag, márga, konglomerátum, kőszénlencsék (felsőoligocén).
 337,8–384,2 m Foraminiferás márga (középsőeocén).
 384,2–389,4 m Korallós—molluscumos márga (középsőeocén).
 389,4–417,2 m Kőszénösszlet (felsőlutéciai).
 417,2–434,0 m Kőszénösszlet (alsólutéciai).
 434,0–540,0 m Turrilitészes márga (középsőkréta, albai—cenomán).

A kőszénösszleten belül két „telepecoport” van, egymástól tarka agyagösszlettel elválasztva. A felső telepecoportot dudar—balinkai analógiára felsőlutéciaiának, az alsót alsólutéciaiának tekintjük.

A felső telep 392,1–394,2 m között helyezkedett el, átlagos fűtőértéke 4100 kg/cal, vastagsága 2,10 m.

Az alsó telepecsoport tulajdonképpen csak teleproncs, szerves-bitumenes konglomerátum és szenes, bitumenes, kavicsos, puha homokkő, illetve aleurit. A benne található köszénkavicsok egyrészt itt is az intralutéciai denudációs időszak pusztító hatását húzzák alá, másrészt reményt keltenek, hogy a terület egyes pontjain eróziótól megkímélve a műrevaló alsólutéciai telepek is megtalálhatók lesznek.

A fúrás által megütött széntelep 1 km² területre extrapolálva 2,1 m vastagság és 1,3 fajsúly alapján 2 730 000 tonna szénvagyonot reprezentál, egyelőre C₂ kategóriájú nem műrevaló tartalékként.

SÚR, Sr-1. JELŰ FÚRÁS

Ugyancsak a középső sáv földrajzi helyzetét, kiterjedését volt hivatva kutatni. A fúrás az eocén jelenlétét megállapította, de vetőbe jutott és így a terület produktivitását eldönteni nem tudta.

0,0—197,5 m	Kavics, agyag, márga, konglomerátum, köszénlencsék (felsőoligocén).
197,5—292,5 m	Foraminiferás márga (középsőeocén).
292,5—299,0 m	Vetőzóna: vegyes kőzetanyag tektonikus keveréke.
299,0—315,0 m	Turriliteszes márga (középsőkréta, albai-cenomán).
315,0—332,5 m	Mészke; talpnál vető! (középsőkréta, albai).
332,5—336,0 m	Requeniás mészkő; 336,0 m-nél vető! (középsőkréta, albai).
336,0—559,8 m	Munieriás agyagcsoport (középsőkréta, felsőapti).
559,8—604,7 m	Dachsteini mészkő (felsőtriász, raeti).

Megjegyzés: A Bcs-9, Sr-1., Nv-1., M-3. jelű fúrások foraminiferás márgájának felső része esetleg belenyúlik a *felsőeocénbe*, ezt azonban biztosan csak a planktonmaradványok őslénytani vizsgálata után lehet eldönteni.

Az ismertett kutatófúrások eredményei az alábbi pontokban foglalhatók össze:

- 1) a sávok ősföldrajzi elrendeződéssel már nem mint elmélettel, hanem mint ténnyel számolhatunk;
- 2) a sávok száma egyelőre háromra tehető: a *déli* (első) a Kisgyón—Balinka—Mór—Pusztavám—Oroszlány, a *középső* (második) a Dudar—Csetény—Szápár—Nagyveleg, az *északi* (harmadik) a Fenyőfő—Bakonyszentkirály—Kishér—Tatabánya-i vonulat;
- 3) e sávok köszénindikációkat, sőt — helyenként már fúrásokkal bizonyítottan — műrevaló vastagságú és fűtőértékű köszéntelepeket is tartalmaznak;
- 4) az említett fúrások eredményei alapján a középső sávban kb. négyszer akkora reménybeli területtel számolhatunk mint a ma ismert, illetve felkutatás alatt álló, szorosan vett dudari, illetve Dudar—Csetény közötti terület;
- 5) a jelenleg kutatás alatt álló középső sáv délnyugati része, a Bakonysernye Bcs-9. jelű fúrás adatai szerint az alsólutéciai telepecsoportot is tartalmazhatja;
- 6) a középső sávban a védőréteg-viszonyok eddig igen kedvezőnek mutatkoznak. A fúrásokkal eddig megkutatott részen a turriliteszes márga legalább 100 m vastag, de egyes helyeken meghaladhatja a 200—330 m-t is. Valószínű az is, hogy egyes helyeken a fiatalabb mezozoikum alatt jelentkező triász üledékek nem a vízveszélyes, vastag dachsteini mészkővel és földolomittal jelentkeznek, hanem a középsőtriászba tartozó márgás képződményekkel.

IRODALOM

- BERTALAN K. 1948: Jelentés az Északi-Bakonyban végzett bányaföldtani felvételtől. — MÁFI Adattár, Szén/75.
- KOEPEK G. 1962: Alsó eocén üledékek Zirc—Dudar—Eplény környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről.
- KOEPEK G. 1964: Kifejlődési különbségek okai a DNY-i és ÉK-i Bakony eocén képződményeiben. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről.
- KOEPEK G. 1966: Beszámoló az ÉK-bakonyi perspektivikus kőszénkutatásról az 1966. IX. 1.-i állapot szerint és javaslat a továbbkutatásra. — Kézirat.
- KOEPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1960: A bakonyi eocén szintezése Nagyforaminiferák alapján. — Földt. Közl. 90. 4. pp. 442—455.
- KOEPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964a: A bakonyi eocén kőszéntelepek keletkezési körülményeiről. — Földt. Közl. 94. 3.
- KOEPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964b: Az eocén kőszénkutató várható eredményei a Bakony hegység területén. — Bány. Lap. 1964. 12. 2.
- KOEPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1965: Felső lutéciai transzgresszió az ÉK-i Bakonyban. — Földt. Közl. 95.
- KOEPEK G.—KECSKEMÉTI T.—DUDICH E. 1966: A Dunántúli Középhegység eocénjének rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 249—264.
- M. SZABÓ F. 1965: A Balinka—Pusztavám közötti reménybeli barnakőszénterület vizsgálata. — Bány. Lap. 9. pp. 604—610.
- SZENTIVÁNYI F. 1964: Az oroszlanynyi barnakőszénmedence bányaföldtani és hidrológiai viszonyai. — Bány. Lap. 4.
- SZÓTS E. 1947: Jelentés az É-i Bakonyban végzett bányaföldtani felvételtől. — MÁFI Adattár, Szén/73.
- SZÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. Ser. Geol. tom. 9.
- TELEGDI-ROTH K. 1935: Adatok a déli Vértes és északi Bakony földtani viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról, pp. 115—126.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest.
- VITÁLIS I. 1939: Magyarország szénélőfordulásai. — Sopron.

RICHTLINIEN UND NEUESTE ERGEBNISSE VON ERKUNDUNGS- UND SUCHARBEITEN AUF KOHLE IM RAUME BAKONY-VÉRTES

von

G. KOPEK

Früher wurden die Kohlenerkundungsarbeiten im Gebiete des Bakony- und Vértes-Gebirges dadurch charakterisiert, dass man *der Gebirgsrand oder dessen Nähe für perspektivisch hielt* und, auf den bereits *bekannten*, meistens *in natürlichen Aufschlüssen beobachteten Kohlenindikationen basierend*, *das bis dahin Unbekannte von Schritt zu schritt ermittelte*. Dieses Prinzips hatte auch zur Folge, dass die Fortsetzung des Kohlenkomplexes bisweilen weit von den Rändern, stichprobenmässig, durch Einzelbohrungen gerade im Beckeninneren gesucht wurde. Diese letzteren Untersuchungen blieben fast alle ergebnislos, sie haben die Verunreinigung und Abfall

des Flözkomplexes und dementsprechend seine Verdrängung durch marine Ablagerungen, oder das Fehlen des Eozäns nachgewiesen, eventuell sind die Bohrungen im mächtigen Schichtenkomplex des Hangenden eingestellt worden und die Ergebnislosigkeit hat den Unternehmern die Lust zur Weiterführung der Erkundungsarbeiten genommen.

Die obige Erkundungskonzeption war in engem Zusammenhang mit den damaligen paläogeographischen Vorstellungen. Dementsprechend sitzt die Kohlenbildung an der Basis der kontinuierlichen, sich mit allmählicher Transgression auszeichnenden und für vollständig haltbaren eoänen Schichtenfolge ein, und die Bedingungen für die Entwicklung von Moorzonen waren lediglich längs einer der heutigen fast gleichen Randlinie gegeben. Nördlich von dieser Randlinie lag das Meer selbst, und in Zusammenhang damit war dort sogar die Möglichkeit einer Moor-Bildung ausgeschlossen.

Die Mannigfaltigkeit der eoänen Fazies, die Nicht-Bearbeitung der Faunen, die Mangelhaftigkeit und Widersprüche ihrer stratigraphischen Auswertung, bzw. die Vernachlässigung der Bearbeitung der aus stratigraphischen Gesichtspunkt so wichtigen Grossforaminiferen waren die Ursachen dessen, dass die Altersunterschiede des marinen Hangenden der Kohlenflöze nicht erkannt und keine Revision des obigen paläogeographischen Verhältnisse unternommen worden sind.

Als in Jahre 1958 die umfassende Reambulation der eoänen Ablagerungen begann, hielten wir für unsere primäre Aufgabe möglichst detaillierte und weitgehende alle vorliegenden Angaben, umfassende Untersuchungen vorzunehmen.

Unsere Forschungsarbeit teilte sich eigentlich in drei Phasen. In der ersten Phase, die auch *stratimetrisch* genannt werden könnte, *erzielten unsere Arbeiten den Nachweis von Horizonten*, und die Feststellung ihrer gegenseitigen Lagerungsverhältnisse. Die zweite Aufgabe war die *Festlegung von Fazies innerhalb der einzelnen Horizonte*, die Ermittlung ihrer Verhältnisse zueinander, bzw. die Vereinigung zu einem und demselben Horizont gehörigen Fazieszonen.

Um unser Ziel zu erreichen, liessen wir die in den letzten drei Jahrzehnten angewandten traditionellen Forschungsmethoden auf, und für unsere Arbeit benützten wir — statt der bis dahin bevorzugten Aufschlüsse — einerseits die vollständigere Schichtenfolgen liefernden *Kernbohrungen*, andererseits wendeten wir — nach der Auswahl der dafür geeigneten Faunengruppen — vor allem *Grossforaminiferen und einige anderen charakterischen Formen* (*Tubulostium spirulaeum*, Krebse, *Conoclypus conoideus*, usw.) bei der Festlegung der einzelnen Horizonte an.

Diese Methode führte nicht nur zur Absonderung von Horizonten, deren Selbständigkeit immer klarer wurde, sondern ermöglichte auch die Korrektur der bis dahin falsch parallelisierten Fazies (G. KOPEK—T. KECSKEMÉTI 1960, G. KOPEK 1964) und — durch die Erkennung und Feststellung der Verbreitungs-Gesetzmässigkeiten der Horizonte — auch den Nachweis der jeweiligen Sedimentationslücken.

In der zweiten (*stratigraphischen*) Phase der Untersuchungen, nach der stratigraphischen Auswertung der einzelnen Horizonte, zeichneten sich schon die wichtigsten Momente der eoänen Entwicklung dieses Gebietes aus. Unter diesen ist die Feststellung einer Lücke innerhalb des Eozäns, das Auftreten von neuen Sedimentationszyklen — mit Braunkohlenbildung an ihrer Basis — die epikontinentale, an vielen Stellen sogar archipelagische Ausbildung der eoänen Schichtfolge und, schliesslich aber nicht zuallerletzt, die streifenartige Anordnung der einzelnen Sedi-

mentationszyklen am wichtigsten. Dieses letztere Merkmal hat von vorherein zwei verschiedene Richtungen für unsere Tätigkeit bestimmt.

Einerseits, mussten wir das Alter und die Verbreitungs-Gesetzmässigkeiten der auf diesem Gebiet vorkommenden Kohlenkomplexe klären (G. KOPEK—T. KECSKEMÉTI 1964a), andererseits, nach der Erkennung der streifförmigen Anordnung, mussten wir noch für die Entwicklung von Mooren günstige Paläodepressionen suchen.

Mit Erkennung der obigen Aufgaben begann zugleich die dritte Phase unseres Forschungsprogrammes, die auch *paläogeographische* Phase genannt werden dürfte. Die wichtigste Merkwürdigkeit dieser Phase ist — der einleitend besprochenen, früheren Forschungskonzeption gegenüber — dass man anhand der an den Rändern gewonnenen paläogeographischen Erfahrungen, nicht nur die Randzonen für die Erkundung würdig hält, sondern dass man noch die Anwesenheit von zwei oder drei analogen Moor-Zonen jenseits der Moor-Zone des Randgebietes, N davon, parallel damit, annimmt (G. KOPEK—T. KECSKEMÉTI 1964 b).

Für die Prüfung der Richtigkeit der oben besprochenen paläogeographischen Konzeption und für Erschliessung der eventuel'en Kohlevorräte wurden 1964 Tiefbohrungs- Sucharbeiten in Angriff genommen. Seitdem (bis zum 1. IX. 1966) sind 7 Erkundungsbohrungen (5 perspektivische Bohrungen auf Kohle und 2 seichte Strukturbohrungen) abgeteuft worden, und zwei von den perspektivischen Bohrungen haben abbauwürdige Kohlenflöze durchteuft (Abb. 1.).

Die Ergebnisse der Erkundungsbohrungen können wie folgt zusammengefasst werden:

1. die zonale paläogeographische Konfiguration kommt nunmehr, über die früheren theoretischen Vorstellungen hinaus, als eine Tatsache in Frage;
2. vorderhand können drei Zonen nachgewiesen werden: 1. *südliche* Zone von Kisgyón—Balinka—Pusztavám—Oroszlány, 2. *mittlere* Zone von Dudar—Csetény—Szápár—Nagyveleg, 3. *nördliche* Zone von Fenyőfő—Bakony-szentkirály—Kisbér—Tatabánya;
3. diese Zonen enthalten Kohlenindikationen, ja an einigen Stellen sogar Kohlenflöze von abbauwürdiger Mächtigkeit und Heizwert, wovon die Bohrungen zeugen;
4. auf Grund der obengenannten Bohrungen können wir in der mittleren Zone mit einem viermal so grossen perspektivischen Gebiet rechnen, als das heute bekannte bzw. Sucharbeiten unterworfenen sog. Dudarer Gebiet bzw. der Zwischenraum von Dudar und Csetény;
5. der südwestliche Teil des mittleren Streifens, wo zur Zeit Sucharbeiten vor sich gehen, kann — nach den Angaben der Bohrung Bakonycsérnye Bcs. Nr. 9 — auch die unterlutetische Flözgruppe enthalten;
6. in der mittleren Zone erwiesen sich die Schutzschicht-Verhältnisse bisher sehr günstig. Im durch Bohrungen bisher erkundeten Raume beträgt die Mächtigkeit des Turrilitenmergels wenigstens 100 m, kann aber an einigen Stellen auch 200—330 m überschreiten. Es ist auch wahrscheinlich, dass an einigen Stellen die unter dem jüngeren Mesozoikum vorkommenden triadischen Ablagerungen nicht durch wassergefährlichen, mächtigen Dachsteinkalk, sondern durch die mitteltriadische mergelige Schichten vertreten sind.

AZ EOCÉN BARNAKŐSZÉN-KUTATÁS HELYZETE ÉS LEHETŐSÉGEI A VÉRTES HEGYSÉG NY-I ELŐTERÉBEN

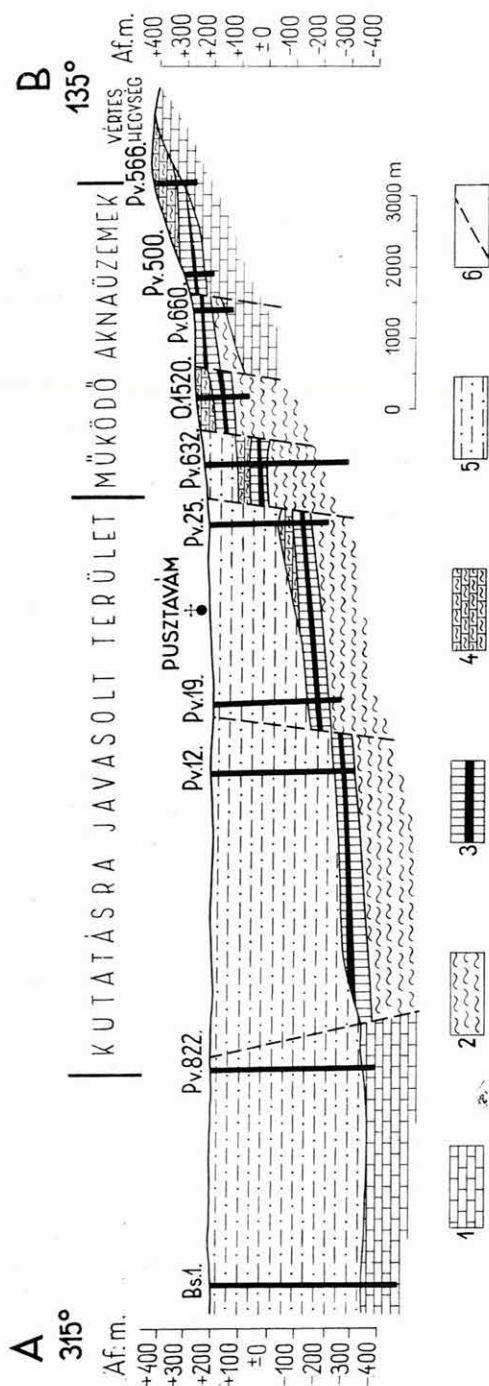
Írta: GONDOZÓ GYÖRGY

A Vértess hegység ÉNy-i része, az Oroszlány—Pusztavám—Mór-i eocén rész-medence, barnakőszéntermelésünk jelentős bázisa. Az ismert barnakőszénterület továbbkutatási lehetőségeinek felderítése a jövőben is népgazdasági érdek. Ezen medencéről számos kézíratos munka, irodalmi közlemény jelent meg, teljesen ellentétes véleményekkel. KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. (1964) legújabb vizsgálati eredményeikre utalva úgy vélik, hogy a Bakony hegységben és a Vértess hegység Ny-i előterében, tehát a Mór—Pusztavám—Oroszlány-i medencében is, a dorogi területhez hasonlóan három különböző korú kőszénképződmény található.

Véleményünk szerint a három különböző korú széntelepet egymás mellett lehet és kell keresni, s ez a „felismerés” jelentős gazdaságföldtani következtetést von maga után. (Pl. a Bakony területén megtízszerezheti az eddigi reménybeli kőszénterületeket.)

A bányászati feltárások, kutatófúrások és a geofizikai felmérések rendelkezésre álló adatai alapján jól körvonalazható az a terület, ahol az eocén barnakőszénösszlet kifejlődése várható. Éppen ezért túlzottan optimistának tartjuk a reménybeli barnakőszénterületek megtízszereződésére vonatkozó véleményyt (KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964). A szerzők abból indulnak ki, hogy a széntelepek kora különböző, az általuk szerkesztett ősföldrajzi vázlaton például úgy tüntetik fel a bokodi szénmezőt, mint ahol egymás felett lehetnek a különböző korú széntelepek, nevezetesen az alsóeocénbeliek és a felsőlutéciaiak. Az az elgondolás, hogy területünkön három különböző emeletbe sorolható barnakőszéntelep tételezhető fel, nem egyeztethető össze a kutatások konkrét adataival, s az ezek alapján szerkesztett földtani szelvény-nyel (Pv. 12., 19., 25., 500., 632.; O. 1520. sz. fúrások).

Az ÉNy—DK-i földtani szelvényünk (1. ábra), amely a felszínre kibúvó alaphegységtől indul, harántolja a működő aknaüzemek jól feltárt területét, s áthalad az úgynevezett Pusztavám—Bokod-i mélyparti területen egészen Bakonysárkányig. Szelvényünkbe olyan kutatófúrások adatait építettük be, amelyek a teljes eocént átfúrták s a triász, illetve kréta képződményekig hatoltak le. Az eocén barnakőszénösszlet települési mélysége az Adria szintjéhez viszonyítva +260 m és -300 m között változik, tehát 560 m a maximális szintkülönbség a medence szegélyén és a medence belsejében levő széntelep helyzete között. Ez 11 km távolságon belül is igen tekintélyes különbség. Ennek ellenére ebből nem vonható le az a következtetés, hogy a magasabb helyzetű széntelepek kora nem azonos a mélyebb szintben húzódó szén-



I. ábra. A Mór—Pusztavám—Oroszlány-i medencerész földtani szelvénye

1. Triász mészkő, 2. kréta márga, 3. alsóocén barnaköszénösszet, 4. középsőocén mészmárga, 5. oligocén homokos agyag, 6. törésvonal

Abb. 1. Geologisches Profil des Beckenteiles Mór—Pusztavám—Oroszlány

1. Triadischer Kalkstein, 2. kretaizischer Mergel, 3. untereocänen Braunkohlenkomplex, 4. mitteocänen Kalkmergel, 5. oligozänen sandiger Ton, 6. Bruchlinie

telepekével. A több száz, illetve ezer lemélyített szénkutató fúrás adatai ezt a feltevést nem indokolják, mert Mór—Oroszlány területén két egymás fölötti eocén barnakőszénösszletet eddig egyik sem harántolt.

Véleményünk szerint az egyes tektonikai egységeken belül a telepek képződési kora azonos. A Mór—Pusztavám—Oroszlány-i medencerészben nem tudunk olyan tényről, amely a különböző korú barnakőszéntelepek egymás feletti kifejlődését igazolná. Tehát olyan reménybeli készletekről sem beszélhetünk, amely az eddig feltárt és részben ismert széntelepek felett, alatt, vagy mellett húzódnának. A medence DK-i részén húzódó barnakőszéntelep és a medence ÉNy-i süllyedékében ismert telepek között — mint említettük — 560 méter a szintkülönbség. A medence parti kifejlődésű részén a telep és a kísérő kőzetek a fácies-jellegből eredően nem egyformák, de véleményem szerint azonos korúak. A medencére a lépcsős vetődési rendszer jellemző. A tektonikai vonalak egy egységes kifejlődési földtani ciklus üledékeit szabdalták fel (1. ábra). Ha a magasságkülönbségtől eltekintünk, úgy az egyes tektonikai lépcsők menti rétegsorok jól illeszthetők egymáshoz a peremtől a medence belséjéig.

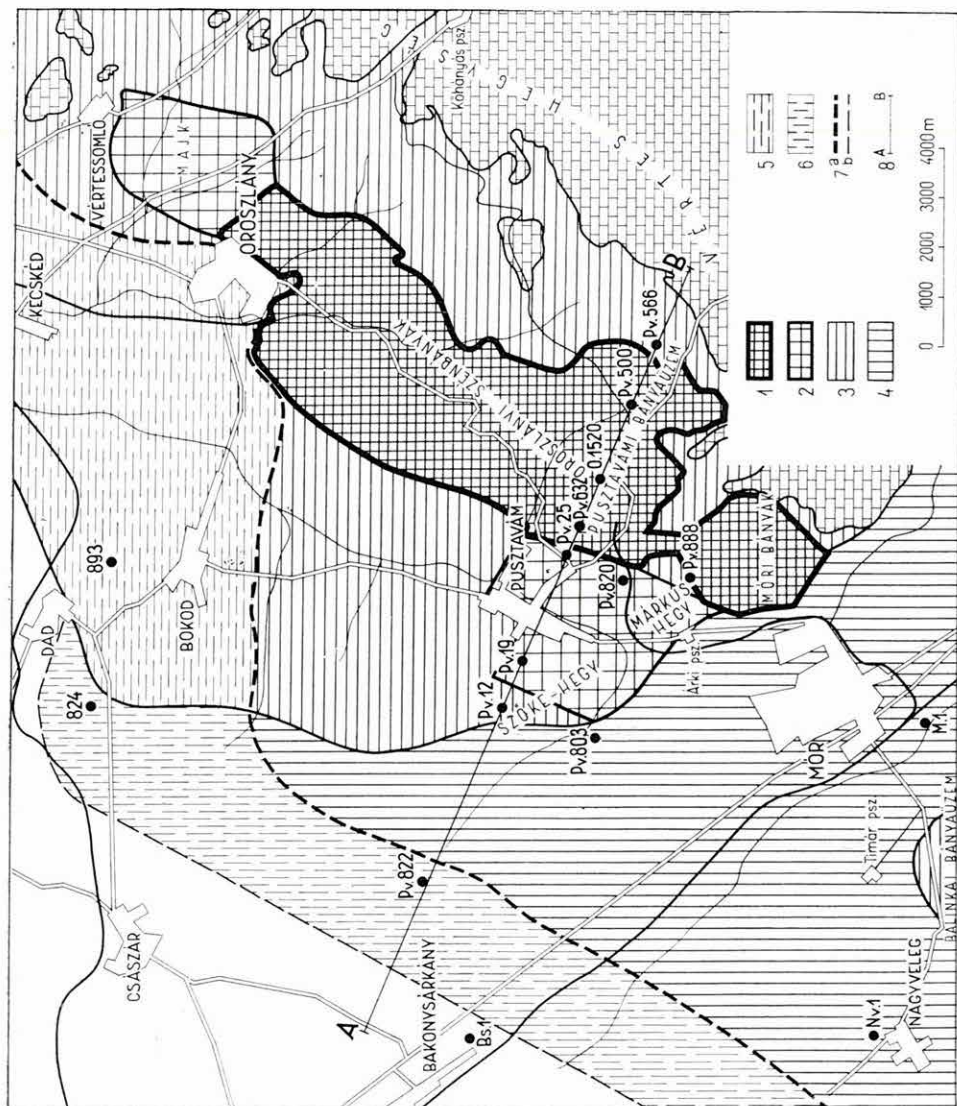
Nincsenk bizonyítékaink tehát arra, hogy az egyes tektonikai egységek barnakőszéntelepei különböző korúak lennének.

Az eocén barnakőszénösszlet gazdaságföldtani kutatásának lehetőségeire vonatkozóan az a véleményünk, hogy a 2. sz. ábránkon körülhatárolt reménybeli területek jelzik a lehetőségek maximumát. A SZENTIVÁNYI F. (1964) által felvetett esetleges lehetőségekre: „hogy a Dad—Tata között húzódó maximum vonulat Kisalföld felé eső oldalán megvan-e az eocén rétegsor, illetve a széntelepességgel” választ adott a Kisbér 1. sz. és a Nagyigmánd 1. sz., 3. sz., a Bakonysárákány 1. és a későbbi Pusztavám 822. sz. fúrás adatsora. A Nagyigmánd 1. sz. fúrás negyedkor, pliocén és miocén alatt — a paleogén képződmények teljes kimaradásával — triász alaphegységet ért, hasonlóan nem harántolt eocént a Nagyigmánd 3. sz. fúrás sem. A Bakonysárákány 1. sz. fúrásban 25 m volt a negyedkori összlet, majd 562,5 m-ig oligocénben haladt, s ekkor triászba jutott anélkül, hogy eocént fúrt volna. Hasonló eredményt mutatott az akai vízkutató fúrás (oligocén alatt triászt ért 427,0 m-ben) s a Pusztavám 822. sz. perspektívikus fúrás (oligocén 553,0 m-ig, alatta triász). Megjegyezzük, hogy utóbbi fúrás már a KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. (1964) által feltételezett alsóeocén szénpásztába esett.

A kutatási terület kiterjesztésének lehetősége tehát Ny-i irányban is erősen korlátozott. A kutatásnak nemcsak a telepek elagyagosodása szab határt, hanem az eocén képződmények lepusztultsága is.

A Mór—Pusztavám—Oroszlány-i medencerész reménybeli területeinek meghatározását (2. ábra) az ősföldrajzi lehetőségek, a feltárások és fúrások adatai alapján végeztük. Az eocén egykori elterjedése jóval nagyobb volt, mint a 2. ábrán bemutatott eróziós övön belüli terület. A mai helyzet kialakításában nagy szerepe volt az eocén és oligocén belüli, illetve az oligocén utáni lepusztulásnak.

A mélyfúrásokkal felderített területen az előzetes kutatási fázisnak megfelelő mennyiségű kutatófúrás mélyült. Ez a terület az aknatelepítésre leginkább alkalmas egység. A kutatófúrások értékelése alapján részletes barnakőszénkutatásra a legkedvezőbb a Pusztavám község alatti és Bokod környéki, valamint a Pusztavám és Mór közötti terület. Ez több tektonikai lépcsőből áll, de továbbkutatásra feltétlenül alkalmas. A Nagyveleg és Mór határában KOPEK G. által javasolt és már folyamatban levő perspektívikus kutatás gazdaságföldtani eredményeket hozott, nagyobb



2. ábra. Az eocén barnakőszénkutatás helyzete és lehetőségei a Vértess hegység ÉNy-i előterében

1. Bányaműveléssel leködött terület
munkódó aknazemek és felhagyott
területek), 2. műlytársokkal részle-
vezett terület (Márkushegy
K-i perem–Maják), 3. műlytársok-
kal (előzetes és földelőtti fazisban)
lefeltárt terület, 4. kufafásra javított
terület, 5. improduktív betarolt terü-
let, 6. részben betarolt terület, 7. eró-
ziós, ős határa: a) szarkesztett,
b) felteljezteti, 8. földtani szelvény
(1. ábra) nyomvonal

Abb. 2. Stand und Perspektiven der Sucharbeiten auf Mesozoische Braunkohle im NW-Vorland des Vértess-Gebirges

1. Grubenfelder (aktive Schachtgebiete und aufgelassene Gebiete), 2. durch Tiefborungen detailliert erkundetes Gebiet (O-Rand von Mátyáshegy und Málk), 3. durch Sucharbeiten und Vorerkundungsphase), 4. für Erkundung vorgeschlagenes Gebiet, 5. improduktives, abgetragenes Gebiet, 6. teilweise abgetragenes Gebiet, 7. Grenzen von Erosionszonen: a) konstruiert faktisch, b) hypothetisch, 8, 9. Spurlinien des geologischen Profils (Abb. 1)

mélységben alsóeocén* barnakőszéntelepet harántoltak. Tehát a 2. ábrán megjelölt perspektívikus területrészt kutatása valóban indokolt.

Kecskéd—Bokod—Oroszlány környékén a kutatófúrások csak eróziós roncsokként tárták fel az alsóeocén képződményeket. Az eróziós zónán kívül a kutatás eredménytelensége az eddigi adatok alapján is feltételezhető. A Vértes hegység ÉNy-i szegélye és a működő aknaüzemek területe közötti szerkezeti egységet még fel lehet tární, de nagy távlatokban jelentősége nincs.

Ha a meglevő aknaüzemekkel lekötött területek nagyságát és szénvagyonát viszonyítjuk a mélyfúrásokkal felderített területhez, illetve annak szénvagyonához, akkor azt látjuk, hogy a két terület értéke megközelítően azonos. A perspektívikus kutatásra alkalmas terület szénvagyonára megközelítheti az aknaüzemek és a felderített területek készletét abban az esetben, ha a széntelepek felmérését 600 m mélységig figyelembe vesszük. A működő bányászatok perspektívái a mélység felé vannak, elsősorban Mór—Bokod községek határában és tőlük Ny-ra (2. ábra). A harmadik 5 éves terv során népgazdasági eredményeket is hozó kutatást célszerű úgy irányítani, hogy elsősorban ezen területrészt tisztázzon földtanilag olyan mértékben, hogy részletes kutatási terv készülhessen az egyes tektonikai szintekre. Az előzetes és részletes fázisú kutatást Pusztavám község határában már megkezdtek. A geofizikai felvételek a triász alaphegységet Mór környékén – 900 m tengerszint alatti mélységben jelzik (LÁNYI J. 1962). Jelentős lenne annak kimutatása, hogy ezen a területen milyen mélységben van a széntelep. A perspektívikus fúrások választ adhatnak arra a kérdésre, hogy a minőség és mennyiség függvényében a művelhetőség mélyégi határát hol húzzuk meg. A Pusztavám környékén mélyített Pv. 803, Pv. 820 és Pv. 632. sz. fúrások az eocén alatt jelentős vastagságú kréta képződményeket harántoltak (pl. a Pv. 820. sz. fúrás 471,6 m után is még kréta agyagösszletben állt meg). Felbecsülhetetlen értékű védőréteg ez a triász karsztvíz ellen. A geofizikai térképekre hivatkozva úgy látszik, hogy a – 600 m tsz. alatti triász kőzetmélység-határon belül a gazdaságföldtani értékelést mindenképpen el kell végezni, mielőtt a környéken működő szénbányászat jövőjét illetően bármilyen véleményt alkothatnánk. Bakonysárkány—Dad vonalában a triász felszín viszonylag kis mélységű (– 200 m tsz. alatt). E területen kedvező lehetne a mélység, de fennáll a nagyarányú lepusztulás ténye, amely nemcsak a telepcsoportot, hanem az eocént, sőt a kréta képződményeket is teljesen letarolta. Ezen részeken még eróziós roncsokra sem lehet számítani.

A Vértes hegység ÉNy-i előtere eocén medencéjében egy barnakőszéntelepes rétegcsoporthoz tartozik. Területünkön tehát nincs lehetőség arra, hogy egymás felett vagy területileg egymás mellett is kutathassunk új, eltérő korú barnakőszéntelepek után. Az Oroszlány—Pusztavám-i területen a barnakőszén szerintünk nem két pásztában fordul elő, hanem egy genetikai egységként húzódik a medence peremétől a medence belseje felé, követve a kőszénképződés után kialakult tektonikai formákat. A barnakőszéntelepes csoport több telepből áll, amelyek szinttartóak az egész medencében.

SENTIVÁNYI F. (1964) szerint az oroszlányi medencereszben „nagy kiterjedésű újabb területek felkutatása, feltárása már alig lehetséges”. Ez is alátámasztja a „megtízszerezés” (KOPEK—KECSKEMÉTI 1964) valószínűtlen voltát. E két vélemény alapján szerintünk arra kell összpontosítanunk a fejlesztést és kutatást, ahol a legkisebb a feltételezések szerepe. Ez a 2. ábrán bemutatott területnek az a része, amely az alsó-

* Kopek G. meghatározása szerint középsőeocén (lutéciai) kőszéntelepeket harántoltak a fúrások. (Szerk. megj.)

oligocén lepusztulási zóna vonalán belül van. Nem várhatók nagy kiterjedésben eocén képződmények és különösen barnakőszéntelepes rétegek e zónán kívül, ezt igazolja az a néhány fúrás is, mely oligocén képződmények átfúrása után viszonylag kis mélységben triász képződményekben állt le.

Hasonló módon nem lehet jelentősebb szénvagyon feltárására számítani az alaphegység pereme és a működő aknaüzemek határai között. Ez a terület szeszélyes, partközeli kifejlődésű, vékony széntelepeket tartalmaz.

Az elmondottak alapján javasoljuk:

- a magas szerkezeti helyzetű területek felderítő vizsgálatát,
- Mór—Bakonysárkány—Császársz—Bokod közötti terület földtani alapfúrásokkal való megkutatását,
- a terület teljes gazdaságföldtani értékelését.

Népgazdaságilag a legjelentősebb terület Mór—Bokod környéke. Közeli akna-telepítés lehetősége Pusztavám község határában adódik, a terület részletes megkutatása már elkezdődött annak D-i részén. Ezt a kutatást folyamatosan ki kell terjeszteni az egész területre, az eróziós sávig. A kutatás ezen területen így tudatossá és tervszerűvé válhat*, ha a fentiekben vázolt földtani tapasztalatokat szem előtt tartjuk. Ha meglevő készleteinknek megtízszereződését nem is érjük el, a körvonalazott területen a kutatás még népgazdasági értelemben jelentős szénkincset tárhat fel.

IRODALOM

- HANTKEN M. 1878: A Magyar Korona országának széntelepei és szénbányászata. — Bpest.
- KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1964: Az eocén kőszénkutatás várható eredményei. — Bány. Lapok 12.
- SZENTIVÁNYI F. 1964: Az oroszlányi barnakőszén medence földtani viszonyai. — Bány. Lapok 4.
- SZÓTS E. 1938: A móri Antalhegy óharmadkori képződményei. — A Földt. Szemle melléklete.
- TAEGER A. 1909—1910: A Vértes hegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 17.
- TELEGDI-ROTH K. 1924: Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli Középhegység északi részén. — Földt. Közl. 53.
- TELEGDI-ROTH K. 1925: A tokod—dorogi és a tatabányai barnakőszén-medencék között elterülő vidék és a móri árok környéke. — Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról.
- VADÁSZ E. 1939: A „fornai széntelep” kérdése. — Bány. és Koh. Lapok 72. évf. 2.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — II. kiad. Bpest.

* A szóban forgó kutatás tudatos és tervszerű; a Földtani Intézet perspektívikus programjához kapcsolatosan folyik, s máris vannak gazdaságföldtani értékű eredményei (lásd KOPEK G. ugyanezen kötetben megjelenő cikkét). (Szerk. megj.)

GEGENWÄRTIGER STAND UND PERSPEKTIVEN DER
ERKUNDUNGSARBEITEN AUF BRAUNKOHLE IM EOZÄN
DES WESTLICHEN VORLANDES DES VÉRTES-GEBIRGES

von

GY. GONDOZÓ

Der NW-Teil des Vértes-Gebirges, der eozänen Teilbecken von Oroszlány—Pusztavám—Mór ist eine bedeutende Basis der Braunkohlenförderung in Ungarn. Die Klärung der Möglichkeiten der weiteren Erkundungs- und Sucharbeiten in diesem bekannten Braunkohlengebiet ist von volkswirtschaftlicher Bedeutung. Auf Grund ihrer neuesten Forschungsergebnisse sind G. KOPEK und T. KECSKEMÉTI (1964) der Meinung, dass im Bakony-Gebirge und im westlichen Vorland des Vértes-Gebirges d. h. auch im Mór—Pusztavám—Oroszlány-Becken — ähnlich wie im Doroger Gebiet — drei Braunkohlenformationen von verschiedenem Alter vorhanden sind.

Diese drei verschieden-alten Braunkohlenlagerstätten könnten, und sollten — nach der Auffassung dieser Autoren — parallel erkundet werden, und diese Arbeiten könnten ja die bisher bekannte Ausdehnung der perspektivischen Braunkohlenzonen des Bakony-Gebirges verzehnfachen.

Auf Grund von Schürfungen, Erkundungsbohrungen und geophysikalischen Vermessungen halten wir das von G. KOPEK und T. KECSKEMÉTI gemeinte (1964) Verzehnfachen der perspektivischen Braunkohlenräume für allzusehr optimistisch. Die Autoren gehen davon aus, dass das Alter der Kohlenflöze verschieden ist. Auf der von ihnen entworfenen paläogeographischen Skizze stellen sie z. B. das Bokoder Kohlenfeld als so einen Raum dar, wo die Kohlenflöze von verschiedenem Alter und zwar die des Untereozäns und des oberen Lutetiens aufeinander folgen könnten. Die Vorstellung, dass auf unserem Gebiet das Vorliegen von drei Braunkohlenflözen, die zu drei verschiedenen stratigraphischen Stufen gerechnet werden können, anzunehmen sei, kann mit den konkreten Ergebnissen der Untersuchungen und mit dem anhand dieser letzteren zusammengestellten geologischen Profil nicht vereinbart werden.

Unser geologisches Profil von NW—SO Richtung (Abb. 1.), das von Grundgebirgsausbiss ausgeht, quert das gut aufgeschlossene Gebiet der aktiven Schachtbetriebe durch und erstreckt sich durch das sogenannte Tiefküstengebiet von Pusztavám—Bokod bis zu Bakonysárkány. Wir haben in unser Profil die Angaben der Erkundungsbohrungen eingebaut, die das ganze Eozän durchteuft und die triadischen bzw. kretazischen Ablagerungen angestossen hatten. Die auf das Niveau des Adriatischen Meeres bezogene Lagerungstiefe des eozänen braunkohlenführenden Schichtenkomplexes schwankt zwischen +260 und -300 m, dementsprechend ist der maximale Höhenunterschied zwischen der am Beckenrand und im Beckeninneren befindlichen Kohlenlagerstätte 560 m. Auf einer Distanz von 11 km ist dies ein sehr bedeutender Unterschied. Dennoch darf man daraus nicht den Schluss ziehen, dass das Alter der höher lagernden Kohlenflöze von jenem der tieferen Flöze abweicht. Die Angaben von Hunderten, ja sogar Tausenden von Erkundungsbohrungen berechtigen diese Auffassung nicht, weil im Raume von Mór—Oroszlány bisher zwei aufeinanderfolgende Braunkohlenkomplexe nirgends durchteuft werden konnten.

Unserer Meinung nach ist das Alter der einzelnen Flöze innerhalb der tektonischen Einheiten dasselbe. Im Raume des Teilbeckens von Mór—Pusztavám—Oroszlány wissen wir nichts über solche Tatsachen, die die Entwicklung der übereinander lagernden Braunkohlenflöze von verschiedenem Alter unterstützten. Wir können nun von solchen perspektivischen Vorräten auch nicht sprechen, die über, unter oder neben den bisher aufgeschlossenen und teils bekannten Kohlenflözen vorhanden wären. Im Küstenteil des Beckens sind Flöz und Nebengesteine — aus dem Charakter des Fazies resultierend — nicht von gleicher Entwicklung, sind aber, meiner Meinung nach, gleichaltrig. Für das Becken ist das treppenförmige Dislokationssystem charakteristisch. Die tektonischen Linien haben die Sedimente eines einheitlichen geologischen Zyklus zerstückelt (Abb. 1). Von den Höhenunterschieden abgesehen, lassen sich die längs der einzelnen tektonischen Treppen vorkommenden Schichtenfolgen vom Beckenrand gegen die Mitte des Beckens gut aneinanderfügen.

Wir haben nun keinen Beweis dafür, dass die Braunkohlenflöze der einzelnen tektonischen Einheiten von verschiedenem Alter wären.

Bezüglich der Möglichkeiten für Erkundungs- und Sucharbeiten im eozänen Braunkohlenkomplex, sind wir der Meinung, dass das die grössten Möglichkeiten für die auf der Abb. 2. abgegrenzten perspektivischen Zonen bestehen. Auf die von F. SZENTIVÁNYI (1964) erwähnte Frage „ob auf der Kis-Alfölder Seite der zwischen Dad und Tata verfolgbarer Zone von Gravitationsmaxima die eozäne Schichtenfolge oder Kohlenflöz-Komplex vorhanden sei“, können die Angaben der Bohrungen Kishér Nr. 1., Nagyigmánd Nr. 1, Nr. 3., Bakonysárákány Nr. 1. und der später abgeteufte Bohrungen Pusztavám Nr. 822. Antwort geben. Die Bohrung Nagyigmánd Nr. 1. hat unter dem Quartär, Pliozän und Miozän — mit dem ganzen Ausfall der paläogenen Ablagerungen — den triadischen Untergrund erreicht, ebenso hat auch die Bohrung Nagyigmánd Nr. 3. keine eozäne Formation durchgeteuft. In der Bohrung Bakonysárákány Nr. 1. war die Mächtigkeit des Quartär-Komplexes 25 m, ferner ging die Bohrung bis zu einer Tiefe von 562,5 m im Oligozän, und dann erreichte sie die Trias, ohne vorher das Eozän durchteuft zu haben. Das gleiche Resultat lieferte auch die Wassererkundungsbohrung von Ajka (sie hat unter dem Oligozän die Trias bei 427,0 m angestossen), und die perspektivische Bohrung Pusztavám Nr. 822 (bis 553,0 m Oligozän, darunter Trias). Wir bemerken, dass diese letztere Bohrung schon in der von G. KOPEK und T. KECSKEMÉTI (1964) angenommenen untereozänen kohlenführenden Zone niedergebracht worden ist.

Die Ausbreitungsmöglichkeiten des Erkundungsgebietes sind dementsprechend auch nach W stark beschränkt. Die Möglichkeit für weitere Erkundungsarbeiten wird nicht nur durch die Zunahme des Tongehaltes der Flöze, sondern auch durch die weitgehende Denudation der eozänen Ablagerungen eingeschränkt.

Die Feststellung von perspektivischen Zonen im Beckenteils von Mór—Pusztavám—Oroszlány (Abb. 2.) beruhte auf paläogeographischen Angaben, sowie den Ergebnissen von Schürfungen und Bohrungen. Die ehemalige Verbreitung des Eozäns war viel grösser, als das in Abb. 2. innerhalb der Erosionszone dargestellte Gebiet. In der Gestaltung der heutigen Verhältnisse spielte die während des Eozäns und des Oligozäns bzw. nach dem Oligozän stattgefundene Abtragung eine wichtige Rolle.

Anhand der Auswertung der Erkundungsbohrungen ist für Detailerkundungsarbeiten auf Braunkohle die Zone bei Pusztavám, die Umgebung von Bokod, sowie das Gebiet zwischen Pusztavám und Mór am geeignetsten. Die gegenwärtigen pers-

pektivischen Untersuchungen in der Umgebung von Nagyveleg und Mór, die auf Anregung von G. KOPEK in Angriff genommen worden sind, lieferten wirtschaftsgeologische Ergebnisse, denn in ziemlich grosser Tiefe ein Braunkohlenflöz durchgeteuft wurde. Die Erkundung der in Abb. 2. bezeichneten perspektivischen Zone ist also tatsächlich begründet.

In der Umgebung von Kecskéd—Bokod—Oroszlány haben die Erkundungsbohrungen untereozäne Bildungen nur in Form von Erosionsfetzen aufgeschlossen. Die Ergebnislosigkeit der Untersuchungen ausser der Erosionszone ist selbst auf Grund der bisherigen Angaben vorauszusetzen. Die Struktureinheit zwischen dem nordwestlichen Rand des Vértes-Gebirges und dem Gebiet der in Betrieb befindlichen Schachtwerke dürfte noch erkundet werden, doch ist in Grossperspektiven von keiner Bedeutung.

Die Kohlenvorräte des für eine perspektivische Untersuchung geeigneten Gebietes könnten sich den Vorräten der Schachtfelder und der erkundeten Zonen annähern, insofern wir Vorratsberechnungen für alle Flöze bis zu 600 m Tiefe vornehmen. Die perspektivischen Flöze der aktiven Schachtbetriebe liegen in der Tiefe, hauptsächlich in der Umgebung der Ortschaften Mór—Bokod und westlich von ihnen (Abb. 2.). Es ist zweckmässig, die Untersuchungen in erster Reihe auf die geologische Ermittlung dieser Gebietteile zu richten. Die Vor- und Detailerkundungsarbeiten sind in der Umgebung von Pusztavám bereits in Angriff genommen worden. Die geophysikalischen Messungen zeigen das triadische Grundgebirge in diesen Zonen, in der Umgebung von Mór, in einer Tiefe von 900 m unter dem Meeresniveau J. LÁNYI (1962). Die in der Umgebung von Pusztavám abgeteufte Bohrungen Pv. Nr. 803., Pv. Nr. 820., Pv. Nr. 632. haben unter dem Eozän kretazische Ablagerungen von beträchtlicher Mächtigkeit durchteuft. Das ist eine unschätzbare Schutzschicht gegen das triadische Karstwasser. In der Linie von Bakonysárákány—Dad liegt die Oberfläche der Trias relativ nicht tief (200 m u. d. M.). Hier wäre nun die Tiefe begünstigend, aber die Denudation ist sehr stark. In diesen Zonen sind nicht einmal Erosionsfetzen zu erwarten.

Im eozänen Becken des nordwestlichen Vorlandes des Vértes-Gebirges gibt es eine braunkohlenführende Schichtgruppe. Also in diesem Raume besteht dafür keine Möglichkeit, um Sucharbeiten auf übereinander, oder nebeneinander lagernde neue Braunkohlenflöze von verschiedenem Alter vornehmen zu können. In der Zone von Oroszlány—Pusztavám kommt die Braunkohle nicht in zwei Zonen vor, sondern lässt sich als eine genetische Einheit vom Rande des Beckens gegen seine Mitte verfolgen, sich den nach der Braunkohlenbildung entstandenen tektonischen Formen anpassend. Die Braunkohlenflöz-Gruppe besteht aus mehreren Flözen, die im ganzen Becken stratigraphisch stabil sind.

Auf Grund der obigen Ausführungen müssen die Erkundungs- und Sucharbeiten auf jene Stellen konzentriert werden, wo die Rolle der Hypothesen am geringsten ist. Hierfür eignet sich jener Teil des in Abb. 2. dargestellten Gebietes, der sich innerhalb der Zone der untereozänen Denudation befindet. Ausser dieser Zone sind keine grösseren eozänen Ausbildungen und besonders keine Braunkohlenkomplexe zu erwarten.

Gleichfalls dürfte man auch mit der Erkundung von erheblichen Kohlenvorräten, zwischen dem Rande des Grundgebirges und den Grenzen der aktiven Schachtbetriebe nicht rechnen.

Auf Grund der obigen Ausführungen schlagen wir vor:

- Sucharbeiten in den Zonen von hoher tektonischer Lage vorzunehmen;
- Ermittlung des Gebietes von Mór—Bakonysárkány—Császár—Bokod durch geologische Basisbohrungen;
- vollkommene lagerstättenkundliche (wirtschaftsgeologische) Auswertung des Gebietes.

Die in der Umgebung von Pusztavám begonnenen Erkundungsarbeiten sollten sukzessiv auf das ganze Gebiet ausgedehnt werden. Wenn auch das Verzehnfachen der heute bekannten Kohlenvorräte nicht zielbar ist, können die Erkundungs- und Sucharbeiten auf dem oben skizzierten Gebiet noch beträchtliche Kohlenvorräte erschliessen.

A FELDERÍTŐ BARNAKŐSZÉNKUTATÁS HELYZETE ÉS LEHETŐSÉGEI A DUNÁNTÚLI KÖZÉPHEGYSÉG ÉK-I RÉSZÉN

Írta: GIDAI LÁSZLÓ

Annak ellenére, hogy az országos tervek a széntermelés további fokozásával nem számolnak — az egyre növekvő energiaigényeket földgáz és kőolaj felhasználással kívánják kielégíteni — a szénbányászat illetékesei részéről fokozott figyelmet tapasztalhatunk a dunántúli eocén barnakőszéntelepek iránt. Ez a figyelem elsősorban a széntelepek viszonylagos jó minőségének, másodsorban a lelőhely és a felhasználási hely viszonylagos közelségének és végül a helyenkénti kedvező települési helyzetnek köszönhető. A népgazdasági célkitűzések sikeres megvalósítása felelősségteljes munkát jelent a dunántúli eocén képződményekkel foglalkozó geológusok számára. A Dunántúli Középhegység ÉK-i területén folyó felderítő eocén barnakőszénkutatás újabb jelentős állomáshoz érkezett. Befejeződött a felderítő kutatás a lencsehegyi területen és rövidesen befejeződik a felderítő kutatási fázis a Mátyás—Zsámbék—Szomor—Dág közötti területen. Addig is, míg az eredmények részletes földtani—gazdasági értékelése elkészül, összegeznünk kell tapasztalatainkat, értékelnünk kell a felderítő kutatás eredményeit, mérlegelnünk kell, hogy vannak-e olyan területek, ahol újabb jó minőségű és kedvező települési helyzetű széntelepeket tárhatunk fel.

A Dunántúli Középhegység ÉK-i részén 1966-ban két területen folyt felderítő barnakőszénkutatás:

1. *A lencsehegyi terület déli részén* NAGY G. geológus irányításával a múlt évben befejeződött az eocén barnakőszéntelepek felderítő kutatása. A Dorogi Szénbányászati Tröszttel és az Országos Kutató- és Fúró Vállalattal szoros együttműködésben készült el a terület felderítő kutatásának zárójelentése. A Lencsehegy déli területén 10 millió tonna nagyságrendű, jó minőségű, kis mélységben települő, bányászatiilag könnyen művelhető kőszént eredményezett a felderítő kutatás.

Fontos új eredménynek tekintjük NAGY G. részéről annak bizonyítását, hogy az eocén—oligocén határon kiömlött dácit megóvta a fekvőjében települő eocént az infraoligocén denudációtól. A dácittal fedett területen a felderítő kutatás produktív eocén jelenlétét igazolta. Ez a körülmény további reménybeli területek megkutatásának vetette meg az alapját.

2. *A mátyási terület felderítő kutatása* SÓLYOM F. és LANDESZ I. kutatási terve alapján indult meg. A korábbi években Mátyás—Nándorpuszta környékén kimutatott produktív területet az 1966. évi kutatások (Tp. 47, Tp. 54, Tp. 61) ÉNy-i irányban jelentősen, kb. 2 km² nagyságú területtel bővítették. A felderítő kutatás szerint

a produktív terület nagysága kb. 9 km², az előzetesen becsült szénvagyon népgazdaságilag is igen jelentős. A telepek vastagsága változó. Az 54. sz. tervponton mélyült fúrás 0,9 m, a 47. sz.-nál 1,6 m, a 61. számún mélyült fúrás közel 22,0 m-es összvastagságban tárta fel a jó minőségű eocén barnaköszéntelegeket. Utóbbi fúrásban 16,4 m vastagságú egybefüggő, beágyazásmentes, kiváló minőségű köszénteleg mutatkozott.

Szénindikációk a kutatási területen máshol is mutatkoztak, gazdasági jelentőség nélkül.

Külön kiemeljük, hogy az 54. sz. tervponton mélyült fúrás 282,7–285,5 m között eocén fedőjű, ipari minőségű *bauxittelepeket* harántolt. A Bauxitkutató Vállalat Laboratóriumában készült elemzési eredményeket lásd az 1. sz. táblázaton.

1. táblázat

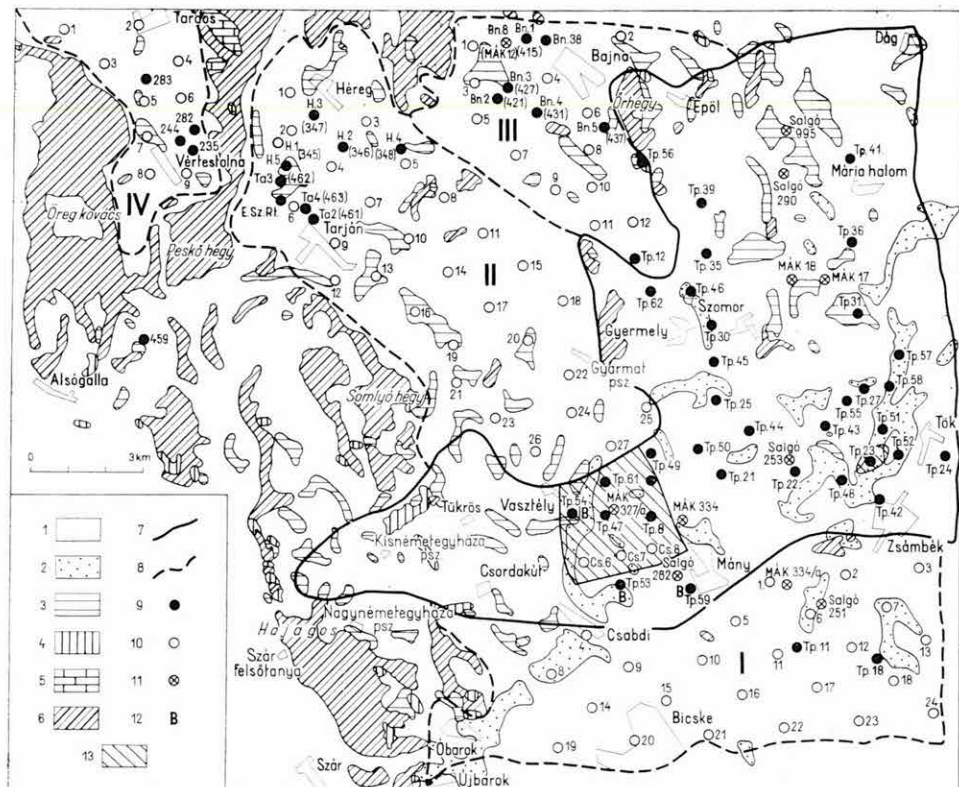
Mélységköz m	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Izz. veszt.	S	Térfogatsúly (száraz)
	%						
282,7—283,2	42,6	9,0	16,3	2,3	27,4	8,94	—
283,2—283,6	55,3	6,3	17,0	2,8	17,7	—	1,83
283,6—284,1	57,8	3,7	23,2	3,0	12,7	—	1,74
284,1—284,6	54,2	9,2	19,8	2,8	12,4	—	1,84
284,6—285,1	45,5	20,6	18,0	2,4	12,4	—	1,93
285,1—285,5	53,7	10,6	19,4	3,0	12,3	—	1,75

Térképvázlatunkon (1. ábra) folyamatos vonallal határoltuk azt a területet, amelyet legalább felderítő fázisig megkutatottnak tekinthetünk. A geofizikai mérési eredmények, a régi „Salgó” (Salgó-Tarjáni Köszénbánya Rt.) és „MÁK” (M. Általános Köszénbánya) fúrások adatai és földtani tapasztalataink alapján az a véleményünk, hogy a mányi kutatási területtől D-re, ÉNy-ra és É-ra folytassuk az eocén barnaköszéntelegek felderítő kutatását. Ezeket a kutatásra javasolt területeket földtani sajátosságaik és ismeretességük alapján négy részterületre különítettük el:

I. A *bicske-zsámbéki* egységen megbízható fúrási adat nincs. A bicskei vasútállomáson mélyített vízkutató fúrás 400,0 m mélységű, rétegsorából annyi állapítható meg biztosan, hogy 267,2 m-ben érte el a triász dolomitot. Bicskén a községi kút továbbfúrásakor (1952) 233,0—336,0 m között homokos—kavicsos rétegeket harántoltak; ezek kora nincs megállapítva. Figyelemre méltó a 329,5—336,0 m közötti réteg, amelyből *bauxittörmelék* említene (PAÁL Á.-NÉ leírása). Mélyítették még fúrást a bicskei iskolánál (261,0 m), a bicskei sportpályánál (402,5 m), s a bicskei állomásnál (281,9 m) is, de ezek rétegleírása sajnos, teljesen használhatatlan.

JASKÓ S. „A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegységszerkezete és fúrásai” c. munkájában (1943) Bicske község belterületéről további négy, előbbiekhöz hasonló értékű fúrást sorol fel. A Szill-völgytől K-re mélyült „Salgó” 251. sz. fúrás 36,0 m-ben — oligocén alatt — triász dolomitba jutott. A 334/a sz. „MÁK” fúrás — előbbtől ÉNy-ra 1 km-re — 369,0 m-ben érte el az alaphegységet. A két fúrás között húzódó mintegy 300 m-es elvetési magasságúnak adódó törésvonal geofizikai mérések eredményei alapján is valószínűsíthető. A kutatást a geoelektromos mérések alapján

javasoljuk. A nagygyeháza—csordakút—mányi produktív terület D-i határát olyan letarolt DNy—ÉK-i irányú triász hátság alkotja, melyen az oligocén képződmények közvetlenül települnek az alaphegységre. A SZABADVÁRY L. és NYITRAI T. által végzett és értékelt mérések szerint a Bicske—Mány—Szilvölgy—Herceghalom közötti területen a kainozóos üledékek vastagsága 400—600 m. A mérések eredményei alapján itt olyan — a nagygyeháza—csordakút—mányi produktív területhez hasonló — szerkezeti helyzetű területet valószínűsítünk, ahol eocén képződményekkel is számolhatunk. A valószínűsíthető bauxittelepek miatt az alaphegység-közi rétegek különös gonddal fúrandók át.



1. ábra. Az eocén barnaköszénösszetétel felderítő kutatási terve a Gerecse hegység DK-i részén. (A 25 000-es egységesített térkép nyomán készült földtani vázlat.)

1. Miocén fiatalabb, 2. miocén, 3. oligocén, 4. eocén, 5. jura, 6. felsőtriász, 7. előzetes és részletes barnaköszénkutatási terület, 8. felderítő barnaköszén kutatásra javasolt terület, 9. fúrás helye, száma, 10. tervezett fúrás helye, száma, 11. bizonytalan helyű fúrás, 12. bauxittelep—bauxitindikáció, 13. felderítő kutatással feltárt produktív szénterület

Abb. 1. Plan der Sucharbeiten auf eozäne Braunkohle im SO-Teil des Gerecse-Gebirges. (Geologische Skizze hergestellt nach der unifizierten Karte Masstabs 1:25 000)

1. Vormiozäne Ablagerungen, 2. Miozän, 3. Oligozän, 4. Eozän, 5. Jura, 6. Obertrias, 7. für Vor- und Detailerkundung vorgesehene Gebiet, 8. für Sucharbeiten auf Braunkohle vorgeschlagene Gebiet, 9. Stellen und Zeichen von Bohrungen, 10. Stellen und Zeichen von geplanten Bohrungen, 11. Bohrungen von ungewisser geographischer Lage, 12. Bauxitlager und Bauxitindikationen, 13. durch Sucharbeiten untersuchtes produktives Kohlengbiet

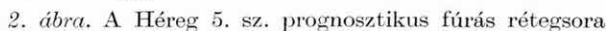


Abb. 2. Schichtenfolge der prognostischen Bohrung Héreg Nr. 5

1. Lockerer Sand, 2. Sandstein, 3. toniger Sandstein, 4. sandiger Ton, 5. bunter Ton, 6. Ton, 7. Lumachelle, 8. Tonmergel, 9. sandiger Mergel, 10. Kalkmergel, 11. sandiger Schotter, 12. Schotter, Konglomerat, 13. kohlenführende Schichten, 14. Kalkstein, 15. Diskordanz. — A = kontinentaler-brackischer Schuttungskomplex, B = Kohle, Lettenkohle, C = Subplanulatus- und Operculinen-führender Tonmergel, D = Braunkohlenkomplex, F = Legendenkomplex

II. A *héreg—tarjáni* területen már több adatra támaszkodhatunk. A terület-egység megkutatásával a „MÁK” többször, a „Salgó” pedig egy ízben foglalkozott. A rendelkezésre álló adatok szerint az első két fúrást (Tarján 461 = 2, Tarján 462 = 3) a „MÁK” 1907—1908-ban mélyítette le Tarján község területén.

E két, gyakorlatilag meddő fúrás lemélyítése után a terület kutatása szünetelt. 1924-ben a „Salgó” próbálkozott ismét (Salgó 318/c = Tarján 1. sz. fúrás). Ez a fúrás 282,88 m mélységig hatolt; 278,82 m-ben elérte ugyan az alaphegységet, de szénrétegeket nem mutatott ki. A fúrópont helyét nem ismerjük.

1926-ban a területen a „MÁK” kezdett újabb kutatási tevékenységbe. 1926-ban mélyült a Héreg 1 (=Ta 345), Héreg 2 (=Ta 346), 1927-ben a Héreg 3 (=Ta 347), Héreg 4 (=Ta 348), 1929-ben a Tarján 4 (=Ta 463) és a Tarján 5 (=Ta 464) jelű fúrás. Utóbbi fúrás helyére vonatkozóan adataink nincsenek.

Jelentősebb szénindikációt csupán a Héreg 2 (=Ta 346) fúrás rétegleírása jelez. 232,15—265,50 m között „fényes széndarabok”-at és fényes „szénnyomok”-at említ. „Szénnyom”, „szén szemcsék” megjelöléssel a többi fúrás rétegleírásában is találkozhatunk. A Ta 348. sz. fúrás rétegleírása 332,0—332,5 m mélységtől „szögletes bauxitdarabok”-at említ.

Fenti adatok figyelembevételével a M. Áll. Földtani Intézet 1966-ban mélyítette le a héreg—tarjáni medence területén a *Héreg 5. sz. prognosztikus-szerkezetkutató fúrást* (2. ábra). A fúrás 1,0 m vastag negyedkori homok alatt 272,8 m-ig *oligocén* képződményeket harántolt. Az oligocén homok—homokkőrétegekből, homokos agyagból áll; alsó részén tarka agyagrétegekkel, kőszenes agyaggal és 0,1 m vastag barnakőszénréteggel.

Eocén képződmények 272,8—369,7 m-ig mutatkoztak a fúrásban. 272,8—303,1 m között, 30,3 m vastagságban harántolta a fúrás a sekélytengeri kifejlődésű *subplanulatusos—operculínás agyagmárgát*. 303,1—319,2 m között csökkentsősvízi kifejlődésű *molluscumos homokkővet*, agyagmárgát és lumasellás rétegeket mutatott ki a fúrás. 319,2—328,2 m között harántolta az alsó-eocén *barnakőszénösszletet* (3. ábra).

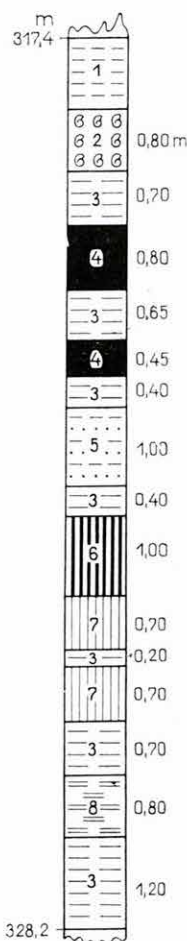
A felső telep felső (0,8 m) és alsó (0,45 m) padja makroszkópos feldolgozásunk szerint fényes barnakőszénnek, alsó része palás barnakőszénnek minősül. (MEÖ vizsgálata folyamatban van.) Az alsóeocén barnakőszénösszlet *fekvőösszlete* 41,5 m vastag. A fekvőösszlet felső harmada agyagból és tarka agyagból, alsó kétharmada laza kvarchomokkóból és konglomerátumból áll.

3. ábra. A Héreg 5. sz. mélyfúrásban feltárt alsóeocén barnakőszénösszlet

1. Bitumenes, molluscumos agyag, 2. Mollusca—lumasella, 3. szenes agyag, 4. fényes barnakőszén, 5. homokos agyag, 6. agyagos barnakőszén, 7. palás barnakőszén, 8. kőszenes, palás agyag

Abb. 3. Untereozäner Braunkohlenkomplex in der Tiefbohrung Héreg Nr. 5

1. Bituminöser, molluskenführender Ton, 2. Molluskenlumachelle, 3. Lettenkohle, 4. glänzende Braunkohle, 5. sandiger Ton, 6. tonige Braunkohle, 7. schiefriige Braunkohle, 8. kohlenführender Schiefertön



A repedezett, *felsőtriász* dachsteini mészkőből álló alaphegységet 369,7 m-ben érte el a fúrás.

Véleményünk szerint elsősorban a terület ÉNy-i harmadán valószínűsíthetők nagyobb összefüggő területen eocén barnakőszéntelepek. Ennek a területnek felderítő fázisig való felkutatását már az eddigi pozitív adatok alapján is feltétlenül elvégzendőnek tartjuk.

A terület DNy-i harmadáról közelebbit csak a geofizikai mérések elvégzése és 1–2 fúrás lemélyítése után mondhatunk. A Darányi-major és Méhes-tanya között lemélyített „Salgó” és Budapestvidéki Kőszénbánya RT fúrások az oligocén alatt közvetlenül az alaphegységbe jutottak. A terület DK-i kétharmadán számolhatunk ilyen területrészekkel, de olyan, nagyobb kiterjedésű területekkel is, ahol a különböző szárazföldi periódusokban, korszakokban az eocén képződmények nem pusztultak le.

III. *Bajna környékét* eocén barnakőszéntelepek szempontjából egészen a legutóbbi időkig meddőnek tekintették. Szénkutatási szempontból negatívnak ítélte meg a területet VITÁLIS I. is (Magyarország szénelőfordulásai, 142. old.). Az 1965-ben Bajnától ÉNy-ra telepített Bn-38 sz. fúrásunkban 2,1 m vastag, jó minőségű és 1,0 m vastag gyengébb minőségű telepet tartalmazó eocén barnakőszénösszletet harántoltunk 173,0–177,1 m között.

A mányi kutatási terület Tp-12. jelű fúrása szintén harántolta az alsóeocén barnakőszéntelepeket 212,50–218,30 m között.

Az 1928–29-ben lemélyített „Salgó”-fúrások az eocén képződmények jelenlétére utalnak. A régi fúrások közül a Bn-2. (=Salgó 421) fúrás rétegsora 0,55 m barnakőszén és több vékony, agyagos barnakőszénréteget tüntet fel. Kiemeljük, hogy a barnakőszéntelepek itt *felszínhez viszonylag közeli helyzetben várhatók*.

IV. A *tardos–vértestolnai* paleogén medencérszben is történtek szénkutatási próbálkozások. VITÁLIS I. (Magyarország szénelőfordulásai, 1939) szerint a vértestolna–tardosi paleogén medencében eocén képződmények is vannak, sőt 0,7–1,3 m vastag, palás barnakőszéntelepekről is említést tesz (l. c. 143. old.).

A régi fúrások „fedű márga, csigával” stb. megjelölései eocén képződmények jelenlétére utalnak e részmedence területén.

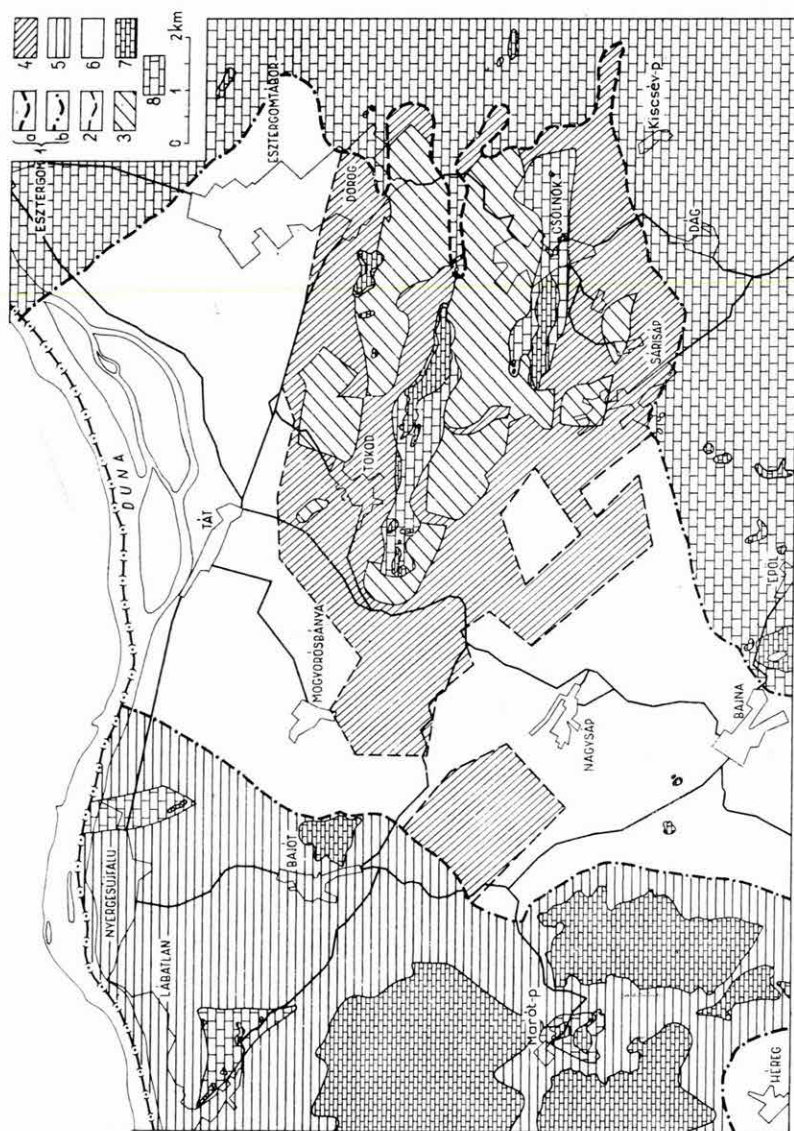
A Vértestolnától K-re mélyített 235. sz. fúrás rétegsorában 1,3; 0,7; 0,4; ill. 0,8 m vastagságú szén- és „szénpala”-réteg szerepel. Szén- és palás szénrétegeket említ a Ta-244. sz. fúrás rétegsora is.

Különös jelentőségű e területrész azért is, mert legközelebb esik a Tatabányai-medencéhez, s a széntelepek nem várhatók mélyebben 150–200 m-nél.

* * *

A *Gerecse hegység Ny-i területe*. A Ny-i Gerecse eocén és mezozoós képződményeinek alapszelvényben való megismerése céljából mélyítettük le a Dunaszentmiklós 3. sz. fúrását. A községtől É-ra a Tekeres patak mellett települt a fúrás. Az alsókréta márgára 32,0 m tarka agyag összlet települ, amelyet a Dorogi-medence-i alsóeocén fekvőösszlettel azonosítottunk. Az alsóeocén barnakőszénösszlet teljes hiányával a fekvőösszletre települ a subplanulatusos—operculinás agyagmárga, amelyet negyedidőszaki képződmények fednek.

Figyelembe véve a „Salgó” által a Ny-i Gerecse területén lemélyített két fúrás eredményét is, arra következtethetünk, hogy a Ny-i Gerecse területén az eocén képződmények nagyobb területen megtalálhatók, de széntelepeket az eddigi adatok szerint nem tartalmaznak.



4. ábra. Az alsóocén barnakőszénösszetett elterjedése a Dorogi-medencében

1. A barnakőszénösszetett elterjedésének szorított (a) és feltételezett (b) határa, 2. tartakterület határa, 3. lefejtett, ill. fejítés alatti terület, 4. felderítő fázisig megkutatott terület, 5. megkutatott improduktív terület, 6. megkutatatlan reménybeli terület, 7. mezozoikum a felszínen, 8. mezozoikum, negyedidőszaki és oligocén képzőmenyekkel fedve

Abb. 4. Verbreitung des untereozänen Braunkohlenkomplexes im Doroger Becken

1. Konstruierte faktische (a) und hypothetische (b) Grenze der Verbreitung des Braunkohlenkomplexes, 2. Grenze des Reservengbietes, 3. abgebaut bzw. im Abbau, 4. bis zur Sucharbeiten-Phase untersucht, 5. untersucht, aber improduktiv, 6. unerkannt, perspektivisch, 7. Mesozoikum an der Tagesoberfläche, 8. Mesozoikum mit quartären und oligozänen Ablagerungen bedeckt

Dorogi-medence. A Dorogi-medence és környező területeinek szénkutatói kérdéseivel és lehetőségeivel már több esetben foglalkoztunk (GIDAI L. 1966, 1967a, b, GIDAI L.—SIPOSS Z. 1966). Korábbi megállapításainkat 1966. évi — HAJDÚ J. közreműködésével végzett — vizsgálataink újabb eredményekkel egészítették ki.

„Az alsóeocén barnakőszénösszlet elterjedése a Dorogi-medencében” c. vázlatunkon (4. ábra) az összes elérhető földtani adat figyelembevételével lehatároltuk a Dorogi-medence alsóeocén barnakőszénösszletének elterjedését. Viszonylag biztosan húzható meg a határ keleten és délen (oligocén összlettel fedett alaphegység-terület), nyugaton a Somberek—Kecskekő—bajóti Öregkő vonaláig valószínűsíthetjük az alsóeocén barnakőszéntelepeket. Végérvényesen eldöntöttnek vehető, hogy a Lábatlan—Nyergesújfalu környéki eocén nem tartalmaz produktív széntelepeket. Elterjedési térképünkön elkülönítettük a lefejtett, a fejtés alatt álló, a legalább felderítő fázisig megkutatott, s a további kutatásra javasolható („szabad”) területeket. A tágabb értelemben vett Dorogi-medence területén a még felderítő fázisig sem kutatott, reménybeli produktív terület nagysága vizsgálataink szerint cca 80 km². Felderítő barnakőszénkutatót javasolunk Bajna—Nagysáp térségében, Mogyorósbánya—Tát—Esztergomtábor—Dorog és a Duna közötti területen. Ezek közül viszonylag kisebb települési mélysége miatt a Somberek—Nagysáp—Sárisáp és Bajna közötti, valamint a Domonkos-hegy—Mogyorósbánya közötti terület különösen figyelemre méltó.

A közeljövőben egyik legfontosabb feladatának tekintjük a tágabb értelemben vett Dorogi-medence felderítő kutatási tervének elkészítését.

IRODALOM

- GIDAI L. 1966: A Dorogi-medence eocén képződményei. — Kandidátusi disszertáció kézirat.
- GIDAI L.—SIPOSS Z. 1966: Adatok az „infraoligocén” denudáció hatásának ismeretéhez a dorogi területen. — Földt. Közl. 96. 3.
- GIDAI L. 1967a: Az alsóeocén barnakőszénösszlet kifejlődési területei a Dorogi-medence Ny-i részén. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről.
- GIDAI L. 1967b: A Dorogi-medence földtani vizsgálata 1962—1965. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről.

ÜBER DEN STAND UND DIE PERSPEKTIVEN DER SUCHARBEITEN AUF BRAUNKOHLE IM NO-TEIL DES TRANSDANUBISCHEN MITTELGEBIRGES

von
L. GIDAI

Die Sucharbeiten auf eozäne Braunkohle in diesem Gebiet gerieten in ein neues wichtiges Stadium. In der Zone von Lencsehegy sind die Sucharbeiten beendet worden und diese Phase wird bald auch in der Zone von Máty—Zsámbék—Szomor—Dág abgeschlossen werden. Auch bis die ausführliche geologisch—ökonomische Auswertung der erzielten Ergebnisse durchgeführt wird, müssen wir unsere Erfahrungen zusammenfassen, die Ergebnisse der Sucharbeiten auswerten und überlegen, ob

es noch solche Zonen gibt, wo neue Kohlenflöze von guter Qualität unter günstigen Lagerungsverhältnissen erschlossen werden könnten.

Im NO-Teil des Transdanubischen Mittelgebirges erfolgten 1966 Sucharbeiten auf Braunkohle in zwei Gebieten:

1. Im S-Teil der zone von *Lencsehegy* sind die Sucharbeiten auf eozäne Braunkohle, unter der Leitung vom Diplomgeologen G. NAGY im letzten Jahre beendet worden. Wir halten die Feststellung von G. NAGY, dass der an der Eozän — Oligozän — Grenze ergossene Dazit das liegende Eozän vor der infraoligozänen Denudation geschützt hat, für ein wichtiges neues Ergebnis. Im Raume des Dazitvorkommens haben die Sucharbeiten das Vorhandensein von produktivem Eozän bewiesen. Diese Tatsache hat die Grundlagen für die Erkundung weiterer perspektivischer Zonen geschaffen.

2. Die in den früheren Jahren im Raume von *Mány — Nándorpuszta* nachgewiesene produktive Zone wurde durch die Sucharbeiten von 1966 (Bohrungen Tp. 47, Tp. 54, Tp. 61) beträchtlich erweitert. Die Mächtigkeit der Flöze ist veränderlich. Die Bohrung Tp. 54 hat eozäne Braunkohle von guter Qualität in 0,9 m, die Bohrung Tp. 47 in 1,6 m, die Bohrung Tp. 61 in beinahe 22,0 m Mächtigkeit erschlossen. In letzterer Bohrung zeigte sich ein 16,4 m mächtiges zusammenhängendes, von Einlagerungen freies Kohlenflöz von ausgezeichneter Qualität.

Es sollte besonders hervorgehoben werden, dass die Bohrung Tp. 54 zwischen 282,7 und 285,5 m bauwürdige *Bauxillager* mit eozänem Hangenden durchteuft hat.

Auf der beigelegten Kartenskizze (Abb. 1) ist die Zone, die für wenigstens bis zur Sucharbeiten-Phase untersucht gehalten werden kann, mit einer kontinuierlichen Linie bezeichnet. Anhand der Resultate von geophysikalischen Messungen und der Angaben der alten, von der Aktiengesellschaft Salgó-Tarjáni Kőszénbánya Rt. und Magyar Általános Kőszénbánya niedergebrachten Bohrungen, sowie auf Grund unserer eigenen geologischen Beobachtungen sind wir der Meinung, dass *die Sucharbeiten auf eozäne Braunkohle südlich, nordwestlich und nördlich vom Sucharbeiten-Objektgebiet Mány fortgesetzt werden sollen*. Diese für Sucharbeiten vorgeschlagenen Gebiete wurden nach ihren geologischen Beschaffenheiten und ihrem geologischen Untersuchungsgrad in vier Einheiten gegliedert:

I. Über die Einheit *Bicske — Zsámbék* gibt es keine verlässlichen Bohrangaben. Auf Grund der geoelektrischen Messungen werden die Sucharbeiten vorgeschlagen. Die produktive Zone von Nagyegyháza — Csordakút — Mány ist vom S durch einen Trias-Rücken begrenzt, der unmittelbar von oligozänen Schichten überlagert wird. Nach den von L. SZABADVÁRY und T. NYITRAI durchgeführten und ausgewerteten Messungen beträgt die Mächtigkeit der kainozoischen Ablagerungen in der Zone von Bicske — Mány — Szilvölgy — Herceghalom 400 bis 600 m. Hier ist also das Vorliegen eines Gebietes von solcher tektonischen Lage zu vermuten, dass man auch mit dem Vorkommen von eozänen Ablagerungen rechnen kann.

II. In der Einheit *Héreg — Tarján* ist unserer Meinung nach das Vorhandensein von grösseren zusammenhängenden, eozänen Braunkohlenflözen vor allem im NW zu vermuten. Die Untersuchung dieses Gebietes bis zur Sucharbeiten-Phase halten wir, selbst anhand der bisherigen positiven Angaben, für notwendig.

III. Die *Umgebung von Bajna* wurde bis zu den jüngsten Zeiten als unproduktiv hinsichtlich eozäner Braunkohle betrachtet. Von den alten Bohrungen wird im Profil der Bohrung Bn.-2 (=Salgó 421) ein 0,55 m dickes Braunkohlenflöz und mehrere dünne Lettenkohlenlagen angeführt. Hier sei es betont, dass *die Braunkohlenflöze in diesem Raum relativ nahe zur Oberfläche liegen*.

IV. Auch im paläogenen Beckenteil *Tardos* — *Vértestolna* hat man versucht Braunkohle zu finden. Nach I. VITÁLIS (Magyarország szénelőfordulásai, 1939) gebe es im paläogenen Becken von Vértestolna—Tardos auch eozäne Ablagerungen. In diesem Zusammenhang werden sogar 0,7 bis 1,3 m dicke, geschieferte Braunkohlenflöze erwähnt (siehe l. c. S. 143).

Von besonderer Bedeutung ist dieses Teilgebiet auch darum, weil es am nächsten zum Tatabánya-Becken liegt und die Kohlenflöze nicht tiefer als 150 bis 200 m zu erwarten sind.

* * *

W-Teil des Gerecse-Gebirges. Im westlichen Gerecse wurde die Basisbohrung Dunaszentmiklós Nr. 3 zwecks des Kennenlernens der eozänen und mesozoischen Ablagerungen niedergebracht. Sie wurde nördlich vom Dorf, beim Tekeres-Bach abgeteuft. Die Mergelschichten der Unterkreide werden von 32,0 m mächtigem Komplex von bunten Tonen überlagert, den wir mit dem untereozänen Liegendkomplex des Doroger Beckens parallelisieren. Mit völligem Fehlen von Braunkohle des untereozänen Braunkohlenkomplexes lagert auf dem Liegendkomplex *subplanatus*- und *Operculinen*-führender Tonmergel, der von quartären Ablagerungen überdeckt wird.

Unter Berücksichtigung auch der Ergebnisse der durch die Aktiengesellschaft Salgó-Tarjáni Kőszénbánya Rt. im Raume des westlichen Gerecse-Gebirges niedergebrachten beiden Bohrungen können wir darauf schliessen, dass in diesem Raum die eozänen Ablagerungen eine grössere Verbreitung haben, doch nach den bisherigen Angaben keine Kohlenflöze enthalten.

Doroger Becken. Mit Fragen der Sucharbeiten auf Kohle im Doroger Becken und Umgebung haben wir uns schon mehrmals befasst (L. GIDAI 1966, 1967a, b; L. GIDAI — Z. SIPOSS 1966). Unsere früheren Feststellungen wurden durch die inzwischen — mit Beteiligung von J. HAJDÚ — vorgenommenen Untersuchungen mit neuen Ergebnissen ergänzt.

Auf unserer Skizze über die „Verbreitung des untereozänen Braunkohlenkomplexes im Doroger Becken“ (Abb. 4) haben wir, unter Berücksichtigung aller vorhandenen geologischen Angaben, die geographische Verbreitung des untereozänen Braunkohlenkomplexes des Doroger Beckens umgrenzt. Mit verhältnismässiger Sicherheit kann die Grenze im O und S (paläo—mesozoisches Grundgebirge mit oligozänem Komplex bedeckt) gezogen werden; im W wird das Vorkommen von eozänen Braunkohlenflözen bis zur Linie von Somberek — Kecskő — Öregkő (Bajót) vermutet. Es kann als endgültig entschieden angenommen werden, dass das Eozän der Umgebung von Látatlan—Nyergesújfalu keine produktiven Kohlenflöze führt. Auf unserer Karte haben wir die Zonen mit abgebauten Kohlenflözen, diejenigen im Abbau, sowie die bis zur Sucharbeiten-Phase untersuchten und die für Weitererkundung vorzuschlagenden („freien“) Gebiete abgesondert. Im breiterem Raume des Doroger Beckens beträgt unseres Erachtens die Fläche des perspektivischen, noch nicht einmal bis zur Sucharbeiten-Phase untersuchten Gebietes ca 80 km². Sucharbeiten auf Braunkohle werden für den Raum von Bajna — Nagysáp, sowie für die Zone zwischen Mogyorósbánya — Tát — Esztergomtábor — Dorog und der Donau vorgeschlagen. Von diesen ist, wegen der verhältnismässig kleiner Lagerungstiefe des produktiven Eozäns, der Raum zwischen Somberek — Nagysáp — Sárísáp und Bajna, sowie der zwischen Domonkoshegy und Mogyorósbánya besonderer Aufmerksamkeit würdig.

A DOROGI-MEDENCE RÉSZLETES ÉS ÁTFOGÓ FÖLDTANI VIZSGÁLATÁNAK LEZÁRÁSA

Írta: GIDAI LÁSZLÓ

A Földtani Kutatási Tanács 1955. évi határozata nyomán a Dorogi-medence 10 000-es földtani térképezéssel egybekötött földtani feldolgozását 1958-ban kezdtük el. A munka fontosabb kérdéseiről és az előző évek eredményeiről már több alkalommal beszámoltunk (GIDAI L. 1964, 1967). Alábbiakban a munka 1966. évi fontosabb eredményeit foglaljuk össze.

Térképszervezés. Az 1966-os tervében jelentős előrehaladást értünk el Dorogi-medence-i vizsgálataink teljes befejezése terén. *Térképkiadási programunk* 17 db 10 000-es lap észlelési és földtani változatban való nyomdai előkészítését, az ezekhez tartozó földtani térképmagyarázók és földtani alapadatgyűjtemények összeállítását irányozta elő. Az 1966-os tervén végére 14 db lap földtani munkálatai fejeződtek be. Ezek közül nyomtatásban megjelent a sárisápi; a térképszervező osztály a múlt évben vette munkába a tokodi, esztergomi, dorogi, leányvári, pilis-szentléleki lapok teljes anyagát, s jelenleg folyik a földtanilag szintén lezárt kesztölci és marótpusztai 10 000-es lapok nyomdai előkészítése. 1966-ban zártuk le a Lábatlan É, Nyergesújfalu É, Táti-sziget, Esztergom DNy, Nagysáp és Piliscsév jelű 10 000-es lapok kéziratát. Utóbbi 6 lap szerkesztése az 1967. év feladata lesz. 1967-ben 3 db 10 000-es lap (Lábatlan D, Mogyorósbánya, Esztergom DK) összeállítását kell csoportunknak elvégezni, ezek szerkesztése 1968-ban válik megoldhatóvá. Alapvető célkitűzésünk, hogy 1969-re, intézetünk alapításának 100. évfordulójára, a Dorogi-medence teljes 10 000-es sorozata a megfelelő magyarázókkal együtt nyomtatásban megjelenjen.

Földtani vizsgálat. A Dorogi-medence földtani vizsgálata terén 1966-ban elért eredményeink közül a GIDAI L.—NAGY G.—SPOSS Z. szerkesztésében 1:25 000-es méretarányban elkészült fedett és fedetlen változatú összefoglaló térkép elkészültét emeljük ki, melyet a terület monográfiájához kívánunk csatolni. A térkép magába foglalja a Gerecse-hegység K-i, a Pilis-hegység ÉNy-i részét és a köztük levő tagabb értelemben vett Dorogi-medence területét.

A paleogén rétegcsoportnak nyolc különböző elterjedési, vastagsági és kifejlődési térképvázlatát készítettük el.

A középsőeocén és az oligocén barnakőszéntelepek előbbinél kisebb területi elterjedésűek és gazdasági jelentőségűek. A középsőeocén barnakőszénösszletről az eddig lemélyült fúrások alapján készült elterjedési és fedővastagsági vázlatunk nyomán felhívjuk a figyelmet, hogy Nagysáp—Sárisáp között, a bányászatilag is

feltárt borókási területhez kapcsolódóan, lepárlásra alkalmas összetételű középső-eocén barnaköszéntelemek feltárására komoly lehetőség van. A reménybeli terület nagysága 5 km² körülinek becsülhető, a várható mélység 300–500 m körüli.

Ebben az évben a Mátyás környéki nagy volumenű felderítő kutatás földtani munkálataiba is bekapcsolódtunk.

Az eocén képződményeket GIDAI L., az oligocént SIPOSS Z., a miocént JÁMBOR Á. dolgozta fel. A munka fontosabb földtani eredményei a következőkben foglalhatók össze:

Az eocén sorozat változó vastagságú szárazföldi összlettel kezdődik. Erre települ a lencsés kifejlődésű, ingadozó vastagságú és változó számú telepet tartalmazó eocén barnaköszénösszlet, amelynek mai elterjedését többszöri utólagos letarolás is módosította. Az eocén fedőösszlet átlagos vastagsága 40–50 m körüli, gazdag Nagyforaminifera és Mollusca faunát tartalmazó mészkő- és agyagmárgarétegekből áll.

A mátyási kutatási területre az árkos–sásbércei szerkezeti elrendeződés és tektonikai röglépcsőkre való tagolódás jellemző. A fő szerkezeti irányok: ÉK–DNY és ÉNy–DK. Nagyobb, a jelenlegi ismeretek alapján is elkülöníthető szerkezeti egységek:

a) A Bajna–Zsámbék és Epöl–Tök között húzódó, rendkívül összetört sasbércevonulat, amely az eocénnek csak kis kiterjedésű denudációs reliktumait tartalmazza. Az alaphegységet általában oligocén képződmények fedik.

b) Hozzávetőlegesen ÉK–DNY-i csapású a Mátyás–Nándorpuszta-i, röglépcsőkkel határolt szerkezeti árok.

SIPOSS Z. megállapítása szerint a mátyási terület oligocénje a dorogi területéhez hasonlóan szintén háromszatú. Lényeges kifejlődésbeli eltérés, hogy a dorogi területen sekélytengeri kifejlődésű foraminiferás agyagmárga Mátyás környékén általában csökkentsósvízi körülmények között keletkezett.

A miocén képződmények földtani feldolgozását JÁMBOR Á. végezte. A területen mélyülő fúrások feldolgozása és a felszíni feltárások bejárása során tett megfigyelései szerint a zsámbéki és a mátyási medencében a biztosan oligocénbe tartozó szürke agyag–homok összlet felett tarka agyag, homok és alárendelten bentonitrétegek váltakozásából álló képződmény települ. Ennek felső részében gazdag — KÓKAY J. szóbeli közlése alapján felsőtortonai — tengeri Mollusca faunát tartalmazó mészkő- és agyagmárgarétegek vannak.

A hasonlóan agyagmárga- és mészkőfejlődésű szarmata képződmények üledék-hézag nélkül, de éles faunisztikai határral települnek a felsőtortonai felett. A szarmata rétegsor közöttani alapon három, faunisztikailag is önálló jellegű részre osztható: az alsó, fehér mészkő- és mészmárga-, a középső, szürke agyagmárga- és homok-, a felső oolitos mészkő-, meszes homokkő- és fehér mészmárgarétegekből álló szakaszra. Az egyes részek között a határ nem éles, csak az egyes köztéttípusok dominanciája alapján jelölhető ki. Ezért nem idő-, hanem fácies-határ jellege szembe-tűnő. Az alsó rész alsó felében több vékonyabb bentonitréteg mellett egy 30–70 cm vastag szürkésfehér, egyéb üledékanyagtól mentes, osztályozottan rétegzett, apró szemű, szinttartó dácittufa-betelepülés észlelhető.

Az alsópannoniai agyagmárgaösszlet alsó határa faunisztikailag ugyancsak nagyon éles, bár üledék-hézag nyomai nem észlelhetők. Az egyveretű összletben csupán az annak alsó 10 m-ében észlelhető, tiszta (diagenetikus piritkiválásokkal csupán helyenként szennyezett), pár cm vastag, közép- és apró szemű dácittufa-betelepülések jelentenek változatosságot.

A felsőpannóniai összletet apró- és középszemű, barnássárga, limonitos, esetenként kavicsos homokrétegek alkotják. Fedőjükben a nagyon jelentős lepusztulási tevékenység végbemenetele után lerakódott közép- és aprószemű kavics, s e felett würmi lösz települ. A kavics kora ősmaradványok hiányában pontosabban nem adható meg.

A témán dolgozó többi munkatárs 1966. évi eredményei közül az alábbiakat tartjuk kiemelendőnek:

JÁMBORNÉ KNESS M. a Nyergesújfalu 29. sz. fúrás perforatuszos és striatuszos összletében áthalmozott alsóeocén Nummulites faunát mutatott ki. A Nummuliteszek egymásra következése fordított mint az eredeti rétegsorokban. E beható vizsgálatok újabb értékes adatokat hoztak az alsó- és középsőeocén közti kiemelkedésre vonatkozóan, amelyre korábbi összefoglalásainkban (GIDAI L. 1966, 1967) már rámutattunk.

RÁKOSI L. múlt évi vizsgálatai igen érdekes, további vizsgálatokra serkentő eredményeket hoztak. Az oligocén összletben áthalmozott felsőkréta, alsókréta és triász sporomorphákat mutatott ki, az eredeti település fordított sorrendjében.

A Dorogi-medence keleti területén NAGY G. által végzett vizsgálatok fontosabb eredményei a következők: A 10 000-es térképlapok szerkesztése befejeződött. Az elmúlt évben lényegében tisztázódott az eocén képződmények rétegtani helyzete, további vizsgálatot csak az ÉK-Középhegység-i kapcsolatokat mutató felsőeocén összlet igényel.

IRODALOM

- GIDAI L. 1966: A Dorogi-medence eocén képződményei. — Kandidátusi disszertáció. Kézirat.
- GIDAI L. 1964: A Dorogi-medence részletes földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről.
- GIDAI L. 1967: A Dorogi-medence földtani vizsgálata, 1962—1965. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ДЕТАЛЬНЫМ И ОБЩИМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ ДОРОГСКОГО БАССЕЙНА

Л. Гидаи

Мы уже отчитывались несколько раз по вопросам и достижениям детального геологического исследования Дорогского бассейна (Л. Гидаи 1964, 1967 гг.). Ниже мы остановимся на важнейших результатах работы за 1966 г.

В нашей картографической программе были предусмотрены подготовка к печати 17 листов карт масштаба 1:10 000 в форме карт наблюдений, карт со снятием четвертичных отложений и составление соответствующих объяснительных записок и сборника геологических данных. К концу планового 1966 года закончились геологические работы по 14 листам карт.

Наша главная цель в том, чтобы полная серия карт Дорогского бассейна масштаба 1:10 000 — вместе со соответствующими объяснительными записками — вышла из печати до 1969 г. — столетней годовщины нашего Института.

Геологические исследования. Из достижений в области геологического исследования Дорогского бассейна в 1966 г. надо подчеркнуть составление вариантов монографической карты с покровом и без покрова четвертичных отложений масштаба 1:25 000 в редакции сотрудников Л. Гидай—З. Шипошш—Г. Надь. Эта карта охватывает восточную часть гор Герече, северно-западную часть гор Пилиш и взятую в широком смысле область Дорогского бассейна, находящуюся между ними.

В 1966 г. мы включились и в геологические работы большого объема, проводимые к югу от Дорогского бассейна (область Мань—Чордакут). Эоценовыми отложениями занимался Л. Гидай, олигоценowymi — З. Шипошш, миоценовыми — А. Ямбор. Главные результаты геологических работ можно обобщить в следующем:

Эоценовая серия начинается континентальными осадками разных мощностей. Над ними залегает эоценовая буроугольная толща, содержащая изменяющиеся по мощности и по количеству линзообразные пласты угля, на современное распространение которой влияла повторяющаяся последующая денудация. Мощность эоценовой кровли составляет примерно 40—50 м, она состоит из слоев известняков и глинистых мергелей, содержащих богатую фауну больших фораминифер и моллюсков.

Для разведваемой области Мань—Чордакут характерны грабены и горсты и тектоническое глыбовое ступенчатое строение. Главные тектонические направления: СВ—ЮЗ и СЗ—ЮВ. Главные тектонические зоны, выделенные на основании современных знаний:

а) Чрезвычайно раздробленная горстовая зона, протянувшаяся от сс. Байна—Жамбек до сс. Эпёл—Тёк, с маленькими денудационными реликтами эоцена. Фундамент покрыт обычно олигоценowymi образованиями.

б) Тектонический грабен у сс. Мань—Шандорпуста, ограниченный глыбовыми ступенями имеющий приблизительно СВ—ЮЗ простирание.

По определению З. Шипошш олигоцен Маньской области подобен олигоцену Дорогской области, он тоже разделяется на три части. Существенное различие в их развитии в том, что рупельские фораминиферовые глинистые мергели образовались в Дорогской области в мелководных условиях, в то время как в окрестностях с. Мань обычно в условиях опреснённой воды.

Геологическая обработка миоценовых образований проводилась А. Ямбором. На основании его наблюдений, сделанных в ходе обработки данных геологических бурений данной области и поверхностных обнажений, в Жамбекском и Маньском бассейнах над олигоценовой свитой серых глин и песков залегает толща, состоящая из чередующихся пестрых глин, песков и в меньшем количестве бентонитовых слоев. В верхней части этой толщи находятся слои известняков и глинистых мергелей, содержащие богатую морскую и, на основании устного сообщения Й. Кокаи, верхнетортонскую—моллюсковую фауну.

На верхнетортонские образования налегают глинисто-мергелистые и известняковые сарматские отложения без стратиграфического перерыва, но с резкой границей в фауне. Сарматская толща по литологическому составу раз-

деляется на три самостоятельные и по фауне части: нижняя часть состоит из белых и известковых мергелей, средняя — из серых глинистых мергелей и песков, верхняя — из слоев оолитовых известняков, известковых песчаников и белых известковых мергелей. Граница между отдельными частями не резкая, она проводится на основании господствующих отдельных типов пород. Поэтому бросается в глаза граница не по времени, а по фациям. Кроме находящихся в нижней половине нижней части нескольких тонких бентонитовых слоев наблюдается серо-белый, не загрязненный другими материалами, сортированно слоистый, мелкозернистый прослой дацитовых туфов со стабильным стратиграфическим положением и мощностью 30—70 см.

Нижняя граница нижнепаннонской глинисто-мергелистой толщи по фауне тоже очень резкая, хотя перерывы в осадконакоплении не наблюдаются. В гомогенной свите единственной разнообразностью являются наблюдаемые в нижних 10 метрах чистые, содержащие только местами диагенетические пиритовые образования, средние — и мелкозернистые прослои дацитовых туфов мощностью в несколько см. Верхний паннон этой области состоит из мелко- и среднезернистых, коричнево-желтых, лимонитовых, местами гравелистых слоев песков. В их кровле залегают средние- и мелкозернистые гальки, отложенные после очень интенсивной денудационной деятельности, и над ними вюрмские лессы. Возраст галек из-за отсутствия окаменелостей точно неопределим.

По достигнутым результатам особоважными считаем работы следующих специалистов:

М. Ямбор—Кнешш обнаружила в перфоратусовой и стриатусовой толще скважины Нергешуйфалу № 29 переотложенную нижнеэоценовую нуммулитовую фауну. Последовательность нуммулитов обратна последовательности оригинальных разрезов. Детальные исследования М. Ямбор—Кнешш дали новые ценные данные в отношении поднятия, имевшего место между нижним и средним эоценом, на которое уже было указано в наших предыдущих работах. (Л. Гидаи 1966, 1967).

Проведенные в прошлом году исследования Л. Ракоши принесли очень интересные побуждающие к новым исследованиям результаты. Он указал на присутствие в олигоценовой толще верхнемеловых, нижнемеловых и триасовых спороморф, переотложенных в обратной последовательности.

A NYERGESÚJFALU 29. SZ. FÚRÁS FÖLDTANI EREDMÉNYEI

Írta: GIDAI LÁSZLÓ

A Nyergesújfalu környékén több helyen felszínre bukkanó és Nyergesújfalu—Lábatlan között a Duna-parton impozáns szelvényben tanulmányozható biotitos, foraminiferás homokos agyag- és konglomerátumrétegek korkérdésével többen foglalkoztak. Egységes irodalmi álláspont mindmáig nem alakult ki. HANTKEN M. (1871) a Nyergesújfalu—Lábatlan közötti partfallal kapcsolatban megemlékezett a „kerekded kiválmányokról” (konglomerátum konkréciók). Feltevése szerint a szerves maradványok egyrésze eocén rétegekből halmozódott át, s a „kiscelli agyag” Foraminiferáit tartalmazza. VOGL V. (1910) az út- és vasútépítés kapcsán feltárt rétegekből kikerült gazdag makrofaunát dolgozta fel, s arra a megállapításra jutott, hogy a fauna alsóoligocén jellegű. SZÓTS E. (1956) a Lábatlan—Nyergesújfalu közötti partfal rétegsorát a lutéciai emelet zárótagozataként tekinti. FÜLÖP J. ugyanezt a sorozatot a felsőeocénbe sorolta.

A Lábatlan—Nyergesújfalu környéki biotitos meszes aleurit—homokkőrétegek rétegtani vizsgálatával többször foglalkoztunk. 1958-ban kezdtük el a rétegösszlet legnagyobb szakaszát feltáró Nyergesújfalu—Lábatlan közötti partfal vizsgálatát.

E régóta vitatott korú szelvény rétegsora tipikus regressziós összlet benyomását kelti. A rétegsor alsó része még nyugodtabb vízi, helyben levő lerakódásnak tekinthető, a magmás és metamorf ásványok egyensúlyával, erősen meszes jelleggel. A könnyűásványok közül a kvarc és kvarcit mellett (majdnem 70%), a muszkovit van túlsúlyban (30% körül). Felfelé a rétegsor nehézásványösszetételében előbb a metamorf, majd a magmás eredetű ásványok jutnak túlsúlyba. A kavicsanyagban megtalálható a közeli környék mezozóikumának lepusztulásából származó triász mészkő, dolomit és a jura tűzkő anyag. A V. ZILAHY L. által meghatározott plankton Foraminiferák, de különösen a

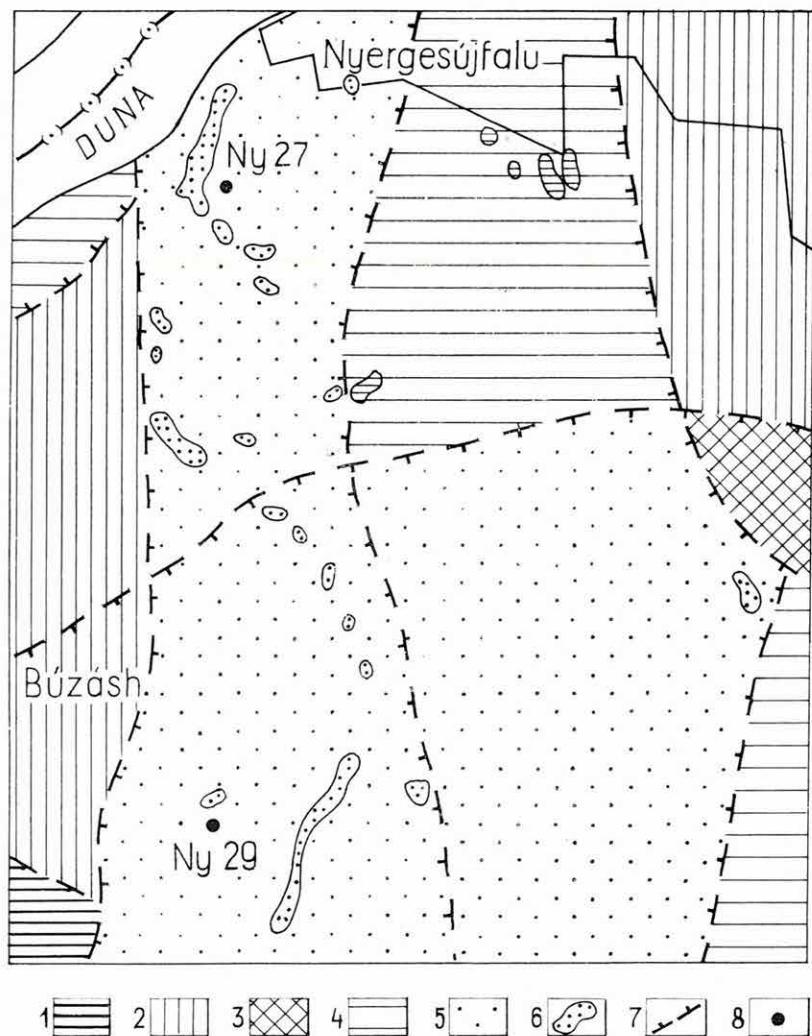
Globigerina corpulenta SUBB.

Globigerapsis semiinvoluta KEIJZER

fajok szerint a szelvény rétegsora felsőeocén korinak bizonyult.

A *Nummulites millecaput*-ok áthalmozottságának megítélése kérdésében HANTKEN M. véleményéhez csatlakozunk. A rétegsor felső részén jelentkező *Nummulites millecaput*-ok véleményünk szerint is idősebb rétegsorból halmozódtak át. Erre utal a példányok jelentős koptatottsága is. A *Nummulites millecaput*-ok fajlétője a felsőlutéciai—alsópriabonaira terjed ki, és semmiképpen sem nyúlik fel ebbe, a mikrofaunája alapján középső—felsőpriabonai összletbe.

A Látatlan—Nyergesújfalu közötti partfal középső, sashérszerűen kiemelt részére telepítettük a Nyergesújfalu 27. sz. szerkezetkutató fúrásunkat. Célja a biotitos meszes aleurit—homokkő és márga átfúrása és fekvőjének megállapítása lett volna. Műszaki okokból a fúrás 100,0 m-ben leállt anélkül, hogy a biotitos meszes



1. ábra. Nyergesújfalu DNy-i területének földtani vázlata

1. Homokkő- és márgaösszet (alsókréta), 2. agyag, tarkaagyag, márga, édesvízi mészkő, 3. subplanulatusos, operculinás agyagmárga, 4. striatusos—molluscosus, homokos agyag, márga, homokkő, 5. nummuliteses—discocyclinás, meszes homokkő (2—5. eocén), 6. kibúvás, 7. törésvonal (feltételezett), 8. mélyfúrás

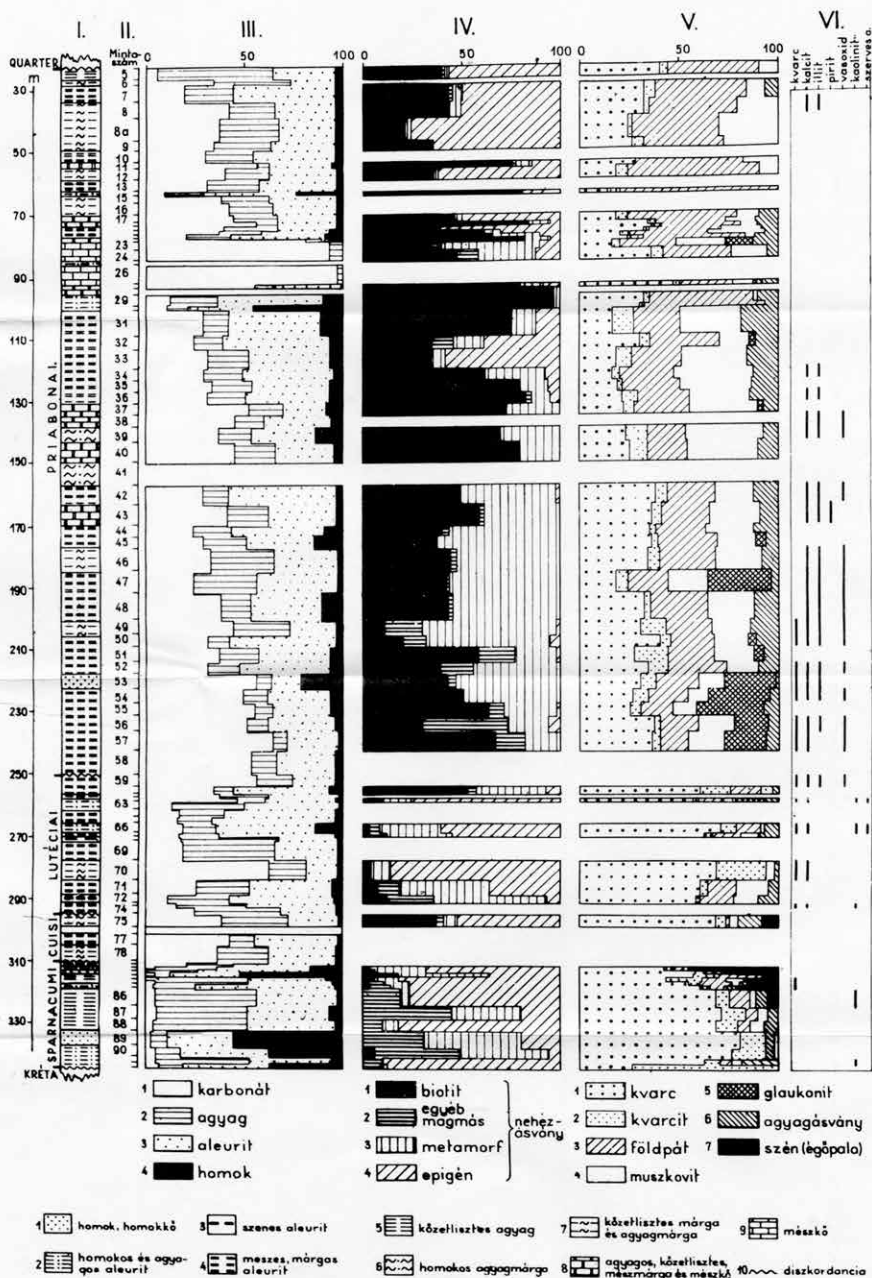
Abb. 1. Geologische Skizze des südwestlichen Teiles von Nyergesújfalu

1. Sandstein- und Mergelkomplex (Unterkreide), 2. Ton, Tonschiefer, Mergel, Süßwasserkalk, 3. subplanulatus- und Operculinen-führender Tonmergel, 4. striatus- und Mollusken-führender sandiger Ton, Mergel, Sandstein, 5. Nummuliten- und Discocyclinen-führender kalkiger Sandstein (2. bis 5. Eozän), 6. Ausbisse, 7. Bruchlinie (hypothetisch), 8. Tiefbohrung

A NYERGESÚJFALU 29.sz. MÉLYFÚRÁS ÁSVÁNY-KÖZETTANI SZELVÉNYE

Szerkesztette: Gidai László 1966.

I.



[illegible]

1-5	<input type="radio"/>
5-20	<input type="radio"/>
■ 20-40	<input checked="" type="radio"/>
■ 40-60	<input type="radio"/>
■ 60 <	<input type="radio"/>

áthalmozott fauna elemek

homokkő összletet átfúrta volna, tehát még mindig nem tisztázódott a biotitos meszes aleurit—homokkő összlet vastagsága, kifejlődése és települési helyzete. Ezeket a célkitűzéseket a Nyergesújfalu 29. sz. fúrás oldotta meg (I., II. melléklet, 1. ábra).

E fúrást a Gerecse-hegység ÉK-i előterébe, a Szentjózsefpuszta-i major mellé (1. ábra) telepítettük a következő célkitűzésekkel:

1. Az eocén rétegsor magfúrással való feltárása és földtani alapszelvény kialakítása.
2. A fúrás különleges célkitűzése: tisztázni a Lábatlan—Nyergesújfalu közötti partfal szelvényében és a Nyergesújfalu 27. sz. fúrás rétegsorában feltárt biotitos aleurit—homokkő összlet vastagsági, kifejlődési és települési viszonyait.
3. Véglegesen tisztázni azt a többször felvetődött kérdést, hogy a Dorogi-medence területének e részén vannak-e produktív alsóeocén barnakőszéntelepek.

A fúrás eocén rétegsorának anyagvizsgálatai munkáit SÁRKÖZINÉ FARKAS E. (üledék-kőzettani), RÁKOSI L. (spóra-pollen), V. ZILAHY L. (Foraminifera), JÁMBORNÉ KNESS M. (nagyforaminifera), KECSKEMÉTNÉ KÖRMENDY A. (Mollusca) végezték. Az adatok összesítésében és értékelésében HAJDU J. és TATÁR A. nyújtott segítséget.

A Nyergesújfalu 29. sz. fúrás 323,6 m vastagságban harántolt eocén képződményeket.

Az alsóeocén fekvőösszlet — amelyet a szparnakumi emeletbe sorolunk — 35,3 m vastag. Uralkodó kőzetfélésege agyagos aleurit. Jellemző a csekély (max. 6%) mésztartalom. Az összlet nehézasványtartalma rendkívül változó, magmás—metamorf—epigén ásványok kb. egyforma arányban fordulnak elő. A könnyűásvány-képben a kvarc uralkodik, említésre méltó mennyiségben csupán a kvarcit és a plagioklász fordul elő. A fekvőösszlet a Dorogi-medence alsóeocén széntelepeire jellemző sporomorphia maradványegyütttest tartalmaz, a

Leiotriletes microadriennis és a
Monocolpopollenites tranquillus

formák dominanciájával.

A fúrás szelvényéből az alsóeocén barnakőszéntösszlet hiányzik, a kőzetlisztes agyagmárgának minősülő küizi *subplanulatusos*—*operculínás* összlet közvetlenül a fekvőösszletre települ. A mésztartalom 30—40%-ra történő ugrásszerű emelkedése felszíni mezozoos mészkőterületek közelségére, s az üledékképződési folyamatban lehordási területként való részvételére enged következtetni.

Nagymérvű, az alsóeocén és a középsőeocén felső része közötti letarolásra enged következtetni az, hogy a csökkentsősvízi—sekélytengeri kifejlődésű *subplanulatusos*—*operculínás* agyagmárga összletnek csupán az alsó 16,3 m vastag részlete van meg. Ez az érték a maximális értékeknek mintegy egytizede, a legáltalánosabban elterjedt értékeknek mintegy egyötöde.

Az alsóeocén képződményeknek eocénen belüli letaroltságára utalnak JÁMBORNÉ KNESS M. (1966) vizsgálati eredményei is. A Nyergesújfalu 29. sz. fúrásban harántolt perforatusos, striatusos rétegösszletekben alsóeocén nagyforaminifera fajokat mutatott ki, az eredeti település fordított sorrendjében. Már a terepi vizsgálatok során feltűnt az alsóeocén *Nummulites* fajok limonitos, töredezett megjelenési formája.

A lutéciai emeletben a kőzetlisztes agyagmárga—márga kifejlődések vannak túlsúlyban. A magmás ásványok aránya viszonylag alárendelt, a metamorf és epigén eredetűek — kb. egyforma arányban — vannak túlsúlyban. A felsőlutéciai

perforatus összletet mindössze 2,8 m-es vastagságban harántolta a fúrás. A mikrofauna egyes elemei (II. melléklet):

Bulimina eocaena HANTKEN

Virgulina hungarica HANTKEN

Eponides schreibersii (D'ORBIGNY)

véleményem szerint alsóeocén üledékekből áthalmozottak lehetnek. A

Nummulites burdigalensis DE LA HARPE

Nummulites aff. *praelucasi* DOUVILLÉ

fajok szintén áthalmozottak. A

Nummulites perforatus MONTFORT

biztosan jelzi a réteg felsőlutéciai alemeletbe tartozását. A *striatus* összlet mikrofaunája meglehetősen gyér, a meghatározott fajok egy része, pl. az

Uvigerina multistriata HANTK.

Eponides schreibersii (D'ORBIGNY)

pedig valószínűleg alsóeocén üledékekből áthalmozott. A nagyforaminifera együttesben alsó- és középsőeocén formák keverve fordulnak elő. Az üledék korát jelzik az alábbi formák:

Nummulites striatus BRUGUIÈRE

Nummulites aff. *uronensis* HEIM

Nummulites aff. *rotularius* DESHAYES

Az alsóeocén subplanulatuszos—operculinás agyagmárga összletből halmozódtak át a következők:

Nummulites subplanulatus HANTKEN et MADARÁSZ

Nummulites burdigalensis DE LA HARPE

Nummulites aff. *pernotus* SCHAUB

A striatuszos összlet faj- és egyedgazdag Mollusca-faunája a rétegösszlet uralkodóan csökkentsósvízi kifejlődését jelzi. Az édesvízi és tengeri kifejlődésű rétegek aránya egészen alárendelt.

A Nyergesújfalu 29. sz. fúrás rétegtani szempontból leglényegesebb eredménye az volt, hogy tisztázta a Lábatlan—Nyergesújfalu közötti partfal és a Nyergesújfalu 27. sz. fúrás szelvényében csak részleteiben feltárt *plankton foraminiferás* biotitos meszes aleurit sorozat vastagsági, kifejlődési és települési viszonyait. Az összlet vastagsága a fúrásban 227,5 m-nek bizonyult. Az uralkodó kőzettani komponens a CaCO_3 és a kőzetliszt, amelyek mellett agyag és homok fordul elő. A CaCO_3 30—95% között változik. Leggyakoribb kőzetfélések: kőzetlisztes mészkő, márgás aleurit, kőzetlisztes márga, mészmárga és mészkő. A nehézasványtartalomban enyhe magmás túlsúly jelentkezik a metamorf ásványokkal szemben. A magmás ásványok között a biotit uralkodik. Az epigén ásványok teljesen alárendelték. A mésztartalom további növekedése az üledékképződési tér szűkülésével, újabb mezozoós mészkőrögterületek felszínre kerülésével magyarázható. A

Globigerina corpulenta SUBBOTINA

Globigerapsis semiinvoluta KEIJZER

Hantkenina alabamensis CUSHMAN

Globorotalia (Turborotalia) cocoaensis

CUSHMAN et BERMUDEZ

formák és a

Nummulites incrassatus DE LA HARPE

Nummulites chavannesi DE LA HARPE

} partfal, Nyergesújfalu 27. sz. fúrás

} Nyergesújfalu 29. sz. fúrás

Nummulites aff. *pulchellus* HANTKEN in DE LA HARPE

Nummulites aff. *fabianii* PREVER

nagyforaminifera fajok, végül a

Chlamys biarritzensis D'ARCHIAC

kagylófaj előfordulása a rétegösszlet felsőeocén korát bizonyítja és a tágabb értelemben vett Dorogi-medence területén a legfiatalabb eocén képződménycsoportnak tekinthető.

Külön kiemeljük, hogy az alsó- és felsőpriabonai plankton foraminiferás, biotitos, tufás, meszes aleurit összlet között 17,5 m vastag

Nummulites millecaput BOUBÉE

A—B formát gyakori és tömeges módon tartalmazó nummuliteszes—discocyclinás mészkő települ.

Meglepetés volt számunkra, hogy az eddigi véleményünk szerint legfeljebb az alsópriabonaira kiterjedő fajlétőjű *Nummulites millecaput* az alsó—felsőpriabonai közötti mészkőben ilyen nagy mennyiségben volt kimutatható. Míg a Nyergesújfalu—Lábatlan közötti partfali rétegsorban a példányok koptatottsága alapján az áthalmozottságot lehetségesnek tartottuk, ez esetben a *Nummulites millecaput*-ok gyakori-tömeges előfordulása és a koptatottság hiánya az áthalmozottság ellen bizonyít. Végleges álláspontunk kialakítása előtt további vizsgálatokat tartunk szükségesnek.

A fúrásnak még egy, az alsóeocén barnakőszénösszlet továbbkutatása szempontjából jelentős, sajnos negatív eredményét kell rögzítenünk. Végérvényesen eldöntöttnek vehető, hogy a tágabb értelemben vett Dorogi-medence legnyugatibb részén, Lábatlan—Nyergesújfalu környékén a produktív széntelepeket tartalmazó eocén barnakőszénösszlet hiányzik.

IRODALOM

- FÜLÖP J. 1958: A Gerece hegység kréta-időszaki képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. Tom. 11.
- GIDAI L. 1966: A Dorogi-medence eocén képződményei. — Kézirat.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnakőszénterület földtani viszonyai. — Föld. Int. Évk. I.
- HANTKEN M. 1878: A m. gyar. korona országainak széntelepei és szénbányászata. — Budapest.
- JÁMBORNÉ KNESS M. 1966: Áthalmozott alsóeocén *Nummulites* fajok középsőeocén üledékekben. — Kézirat.
- KAPTARENKO-CSEKNOUSOVA, O. K.—GOLJAK, L. M.—ZERNYICKIJ, B. F.—KRAJEVA, E. A.—LIPNYIK, E. Sz. 1963: Atlasz harakternih foraminifer jukij, mjela i paleogena platformnoj Csastry Ukrainij. — Kiev.
- KRASENNYIKOV, V. A. 1965: Zonalnaja sztratigrafija paleogennyh otlozsenij. — Mezsdun. Geol. Kong., XXII. Szessz. 1964. g. Doklady Szov. Geol.
- NYEMKOV, G. I.—BARHATOVA, N. N. 1961: Nummulitü, asszilinü i operkulinü Krüma. — Moszkva—Leningrád.
- SZÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. Tom. 9.
- SZUBBOTINA, N. N. 1953: Globigerinidü, hantkeninidü i globorotaliidü. — Trudy Vnigri Nov. szer. Vü. 76.
- VOGL V. 1910: A piszkei bryozoás márga faunája. — Földt. Int. Évk. 18.
- ZERNYICKIJ, B. F. 1962: Nummulitü ta Orbitoidü Paleogennöh vidkladiv pricsornomorszkoy zapadünü. — Kiev, Vidavn. Ak. Nauk. URSZR.

GEOLOGISCHE ERGEBNISSE DER BOHRUNG
NYERGESÚJFALU Nr. 29

von

L. GIDAI

Die Altersprobleme der foraminiferenführenden, biotithaltigen, sandigen Ton- und Konglomerat-Schichten, die in der Umgebung von Nyergesújfalu an mehreren Stellen zutage treten, und zwischen Nyergesújfalu und Látatlan am Donauufer in einem imposanten Profil nachweisbar sind, wurden von mehreren Geologen studiert. Eine einheitliche Stellungnahme der verschiedenen Autoren konnte bis jetzt nicht erreicht werden. M. HANTKEN (1871) erwähnte „rundliche Ausscheidungen“ (Konglomerat-Konkretionen) im Zusammenhang mit der Uferwand zwischen Nyergesújfalu und Látatlan. Nach seiner Annahme wäre ein Teil der organischen Reste aus den eozänen Schichten umgehäuft worden und darunter seien die Foraminiferen des „Kisceller Tones“ vertreten. V. VOGL (1910) bearbeitete die reiche Makrofauna der im Laufe des Strassen- und Eisenbahnbaues erschlossenen Schichten und kam zur Feststellung, dass die Fauna von unteroligozänem Charakter sei. E. SZÓTS (1956) hielt die Schichtenfolge der Uferwand zwischen Látatlan und Nyergesújfalu für das Schlussglied der Lutet-Stufe. J. FÜLÖP gliederte dieselbe Schichtenfolge ins obere Eozän ein.

Die Bohrung Nyergesújfalu Nr. 29 hat die eozänen Ablagerungen in einer Mächtigkeit von 323,6 m durchteuft.

Der untereozäne Liegendschichtenkomplex — den wir ins den Sparnacien stellen, ist 35,3 m mächtig. In ihm herrscht der tonige Schluffstein vor. Charakteristisch ist der niedrige (max 6%) Kalkgehalt. Der Schwermineralgehalt des Komplexes ist ausserordentlich veränderlich, die magmatischen, metamorphen und epigenen Mineralien haben ungefähr den gleichen Anteil. Im Leichtmineralien-Spektrum ist der Quarz herrschend, in einer ernährungswerten Menge kommen nur Quarzit und Plagioklas vor. Der liegende Schichtenkomplex enthält eine für die untereozänen Kohlenflöze des Doroger Beckens charakteristische Sporomorphen-Vergesellschaftung, worin die Formen

Leiotriletes microadriennis und

Monocolpopollenites tranquillus

dominieren.

Im Profil der Bohrung fehlt der untereozäne Braunkohlenkomplex, der für schluffigen Tonmergel haltbare *Subplanulatus* — *Operculina*-Komplex des Cuisien lagert unmittelbar auf dem Liegendkomplex. Die sprunghafte Zunahme des Kalkgehaltes bis auf 30 — 40%, weist auf die Nähe der Tagesausbisse von mesozoischen Kalksteinen und auf ihrem Beitrag — als Abtragungsgebiete — zu der Sedimentation hin.

Die Tatsache, dass nur der untere, 16,3 m mächtige Teil des *Subplanulatus*- und *Operculinen*-führenden neritisch-brackigen Tonmergelkomplexes vorhanden ist, weist auf eine bedeutende, zwischen dem unteren und mittleren Eozän stattgefundene Denudation hin. Diese Grösse ist nur ein Zehntel der maximalen, und ein Fünftel der allgemein bekannten Mächtigkeitswerte.

Auf die Denudation der untereozäne Ablagerungen innerhalb des Eozäns weisen auch die Ergebnisse der Untersuchungen von M. JÁMBOR-KNESS (1966) hin. Sie hat untereozäne Grossforaminiferen-Arten in umgekehrter Reihenfolge der originalen Lagerung, in den der Bohrung Nyergesújfalu Nr. 29 durchteuften *Perforatus*-, *Stria-*

us-führenden Schichtenkomplexen nachgewiesen. Die limonitisierte, zerbrochene Erscheinungsform der untereozänen Nummulitenarten ist schon im Laufe der Felduntersuchungen aufgefallen.

Im Lutetien sind die schluffigen, tonmergeligen und mergeligen Ausbildungen überwiegend. Der Anteil der magmatischen Mineralien ist relativ untergeordnet, die metamorphen und epigenen Mineralien dominieren in ungefähr gleichem Prozentsatz. Der oberlutetische *Perforatus*-Schichtenkomplex wurde nur in einer Mächtigkeit von 2,8 m durchteuft. Die Elemente der Mikrofauna (Beil. II.)

Bulimina eocaena HANTKEN

Virgulina hungarica HANTKEN

Eponides schreibersii (D'ORBIGNY)

können nach meiner Meinung aus eozänen Ablagerungen umgehäuft worden sein. Auch die Arten

Nummulites burdigalensis DE LA HARPE

Nummulites aff. *praelucasi* DOUVILLÉ

sind umgehäuft. Die Art

Nummulites perforatus MONTFORT

zeigt sicher die Zugehörigkeit der Schicht zur oberlutetischen Unterstufe. Die Mikrofauna des *Striatus*-Komplexes ist ziemlich arm, ein Teil der bestimmten Arten, zum Beispiel

Uvigerina multistriata HANTK.

Eponides schreibersii (D'ORBIGNY)

ist wahrscheinlich aus den untereozänen Ablagerungen umgehäuft worden. In der Grossforaminiferen-Gruppe kommen unter- und mitteleozäne Formen gemischt vor. Auf das Alter der Ablagerungen weisen folgenden Arten hin:

Nummulites striatus BRUGUIÈRE

Nummulites aff. *uroniensis* HEIM

Nummulites aff. *rotularius* DESHAYES

Die folgenden Arten sind aus dem untereozänen *Subplanulatus* — *Operculina*-Tonmergelkomplex umgehäuft worden:

Nummulites subplanulatus HANTKEN et MADARÁSZ

Nummulites burdigalensis DE LA HARPE

Nummulites aff. *pernotus* SCHAUB

Die an Arten- und Exemplaren reiche Molluskenfauna des *Striatus*-Komplexes zeigt die herrschend brackische Ausbildung des Schichtenkomplexes. Der Anteil der Süss- und Meereswasserschichten ist ganz untergeordnet.

Das bedeutendste stratigraphische Ergebnis der Bohrung Nyergesújfalu Nr. 29 war, dass sie die Mächtigkeits-, Ausbildungs- und Lagerungsverhältnisse der planktonforaminiferenführenden, biotitführenden, kalkig-schluffigen Folge, in der Uferwand zwischen Lábátlan und Nyergesújfalu klären konnte; diese Serie wurde in der Bohrung Nyergesújfalu Nr. 27 nur teilweise erschlossen. Die Mächtigkeit des Komplexes ergab sich in der Bohrung für 227,5 m. Die herrschenden petrographischen Komponenten sind CaCO_3 und Schluffstein, neben welchen auch Ton und Sand vorkommen. Der Anteil an CaCO_3 variiert zwischen 30—95%. Die häufigsten Gesteinstypen sind: schluffiger Kalkstein, mergeliger Schluffstein, schluffiger Mergel, Kalkmergel und Kalkstein. Im Schwermineralgehalt kommt das leichte Übergewicht der

magmatischen Elemente gegenüber den metamorphen Mineralien zum Ausdruck. Unter den magmatischen Mineralien überwiegt der Biotit. Die epigenen Mineralien sind ganz untergeordnet. Die weitere Zunahme des Kalkgehaltes ist auf die weitere Einschränkung des Sedimentationsraumes, die Trockenlegung neuer mesozoischer Kalksteinschollengebiete zurückzuführen. Die Formen

<i>Globigerina corpulenta</i> SUBBOTINA	} Uferwand, Bohrung Nyergesújfalu Nr. 27
<i>Globigerapsis semiinvoluta</i> KEIJZER	
<i>Hantkenina alabamensis</i> CUSHMAN	} Bohrung Nyergesújfalu Nr. 29
<i>Globorotalia (Turborotalia) cocoaensis</i> CUSHMAN et BERMUDEZ	

und die Grossforaminiferen-Arten

- Nummulites incrassatus* DE LA HARPE
Nummulites chavannesii DE LA HARPE
Nummulites aff. pulchellus HANTKEN in DE LA HARPE
Nummulites aff. fabianii PREVER

ferner das Vorkommen der Muschel

Chlamys biarritzensis D'ARCHIAC

zeugen vom obereozänen Alter des Schichtenkomplexes und so kann dieser Komplex als das jüngste Glied des Eozäns im Raume des im breiteren Sinne aufgefassten Doroger Beckens betrachtet werden.

Ausserdem wollen wir es nachdrücklich betonen, dass zwischen dem unter- und dem oberpriabonischen Plankton-Foraminiferen-, Biotit-, Tuff- und Kalkschluff-führenden Komplex gibt es eine 17,5 m mächtige, Nummuliten- und Discocyclinen-führende Kalksteinschicht, in welcher die Formen A und B von *Nummulites millecaput* BOUBÉE häufig und in grosser Menge vorkommen.

Dies war für uns eine nicht geringe Überraschung, weil bisher unserer Meinung entsprechend die vertikale Verbreitung von *Nummulites millecaput* sich nur auf das Unterpriabon beschränkte und jetzt diese Art in grossen Mengen auch zwischen den unter- und oberpriabonischen Schichten im Kalkstein vorhanden war. Die stark abgerollten Exemplare der Schichtenfolge zwischen Nyergesújfalu und Lábatlan machen eine Umlagerung wahrscheinlich, die häufigen und in grosser Menge vorkommenden Vertreter von *Nummulites millecaput*, sowie das Fehlen der Abrollung sind im Gegenteil Beweise gegen die Umlagerung. Vor unserer endgültigen Stellungnahme zu dieser Frage halten wir noch weitere Untersuchungen für notwendig.

Beilage I. Mineralogisch—petrographisches Profil der Tiefbohrung Nyergesújfalu Nr. 29. Zusammengestellt von L. GIDAI 1956.

I. Geologisches Profil: 1. Sand, Sandstein, 2. sandig-toniger Schluffstein, 3. kohlenführender Schluffstein, 4. kalkig—mergeliger Schluffstein, 5. schluffiger Ton, 6. sandiger Tonmergel, 7. schluffiger Mergel und Tonmergel, 8. tonig—schluffiger Kalkmergel und Kalkstein, 9. Kalkstein. 10. Diskordanz. — *II. Probennummer.* — *III. Lithologisches Profil:* 1. Karbonat, 2. Ton, 3. Schluffstein, 4. Sand. — *IV. Schwermineralien:* 1. Biotit, 2. andere magmatischen Mineralien, 3. metamorphische Mineralien, 4. epigene Mineralien. — *V. Leichtmineralien:* 1. Quarz, 2. Quarzit, 3. Feldspat, 4. Muskovit, 5. Glaukonit, 6. Tonmineralien, 7. Kohle (Brennschiefer). — *VI. DTA:* Quarz, Calcit, Illit, Pyrit, Eisenoxyd, Kaolinit, organischer Stoff.

Beilage II. Fauna der eozänen Ablagerungen der Tiefbohrung Nyergesújfalu Nr. 29. — Zusammengestellt von L. GIDAI 1966. (Die Exemplarzahl ist mit Strichen, diejenige der umgehäuften Faunenelemente mit Ringen bezeichnet.)

ÁTHALMOZOTT ALSÓEOCÉN NUMMULITES FAJOK KÖZÉPSŐEOCÉN ÜLEDÉKEKBEN

Írta: JÁMBORNÉ KNESS MÁRIA

Az 1966. év munkaprogramja a Dorogi-medence Nummulites vizsgálatainak múlt évben megkezdett folytatása volt. Így került vizsgálatra 8 db mélyfúrás (a Bajót 19, 22, Lábatlan 3, 4, Mogyorós 93, Nagysáp 67, Nyergesújfalú 24, 29 sz. fúrások) eocén anyaga. Ezeknek helyét az 1. ábra jelzi.

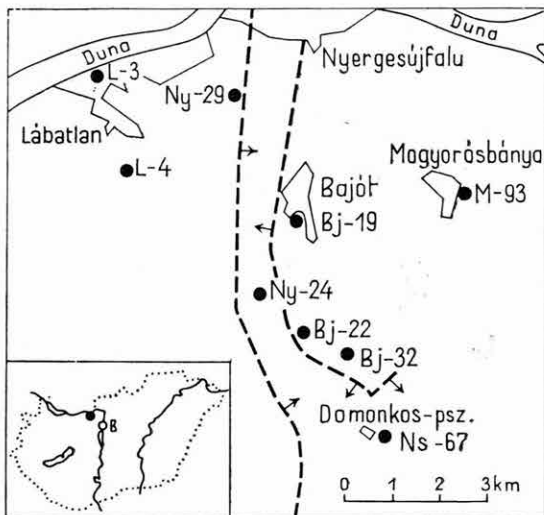
A helyszínrajzon feltüntetett Bajót 32 sz. fúrás már a múlt év programjában szerepelt, most összehasonlító szelvényként használtam fel.

A kőzetminták begyűjtése — általában — rétegváltozásonként történt. Esetenként azonban — az ősmaradványtartalom gyakorisága szerint — 0,1—1,0 m-enként is gyűjtöttünk.

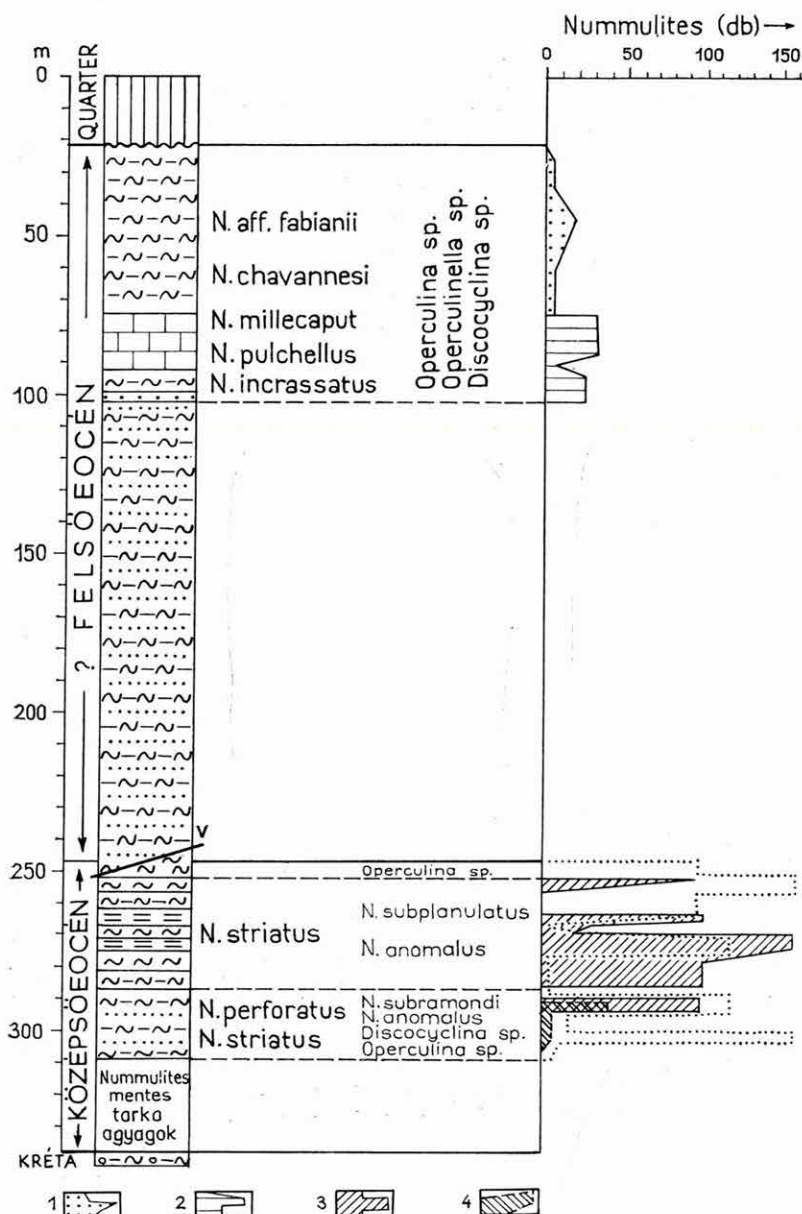
A Nyergesújfalú 29. és Nagysáp 67. sz. fúrásoknak felsőeocén mészkő, glaukonitos mészkő, mészmárga kifejlődéseiből vékonycsiszolatok segítségével végeztük a meghatározásokat. (A két fúrás anyagából összesen 200 db vékonycsiszolat készült, ebből 112 tartalmazott Nummulites.)

A Bajót 19, 22., Lábatlan 3, 4., Mogyorós 93., Nyergesújfalú 24. sz. fúrások rétegsorának begyűjtését GIDAI L. és HAJDÚ J. végezték, a Nagysáp 67. és Nyergesújfalú 29. sz. fúrások anyagát magam gyűjtöttem vizsgálatra.

A Nummulites-vizsgálatok azt igazolják, hogy az említett fúrások felső-, középső- és alsóeocén üledékeket harántoltak. A Nyergesújfalú 29. sz. fúrásból egy — általam eddig nem ismert — Nummulites fauna-együttes került elő. A részlegesen meglevő felsőeocén (priabonai) *N. aff. fabianii* PREVER, *N. aff. chavannesi* DE LA HARPE, *N. aff. pulchellus* DE LA HARPE, *N. millicaput*



1. ábra—Abb. 1.



2. ábra

Jelmagyarázat: 1. Felsőeocén Nummuliteszek, 2. *N. millecaput*-os szint, 3. *N. striatus*-os szint, 4. *N. perforatus*-os szint. Pontozott vonallal az áthalmazott alsóeocén Nummulites, *Operculina* és *Discocyclina* faunát jelöltük

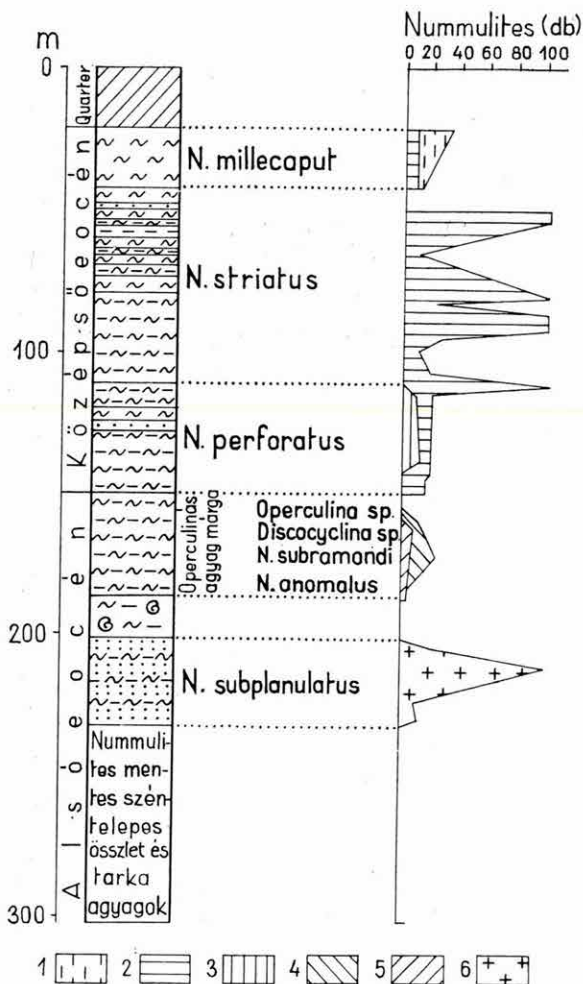
Abb. 2

Zeichenerklärung: 1. Obereozäne Nummuliten, 2. *N. millecaput*-Horizont, 3. *N. striatus*-Horizont, 4. *N. perforatus*-Horizont. Mit Punktierlinie ist die Fauna von ungehäuftem untereocänen Nummuliten, *Operculina* und *Discocyclina* bezeichnet

BOUBÉE, *N. variolarius* (LAMARCK) fajok képviselik, a *N. millecaput*-os szint alatt települő *N. striatus*-os ill. *N. perforatus*-os szintekből az yprési emeletre jellemző Nummulites fajok kerültek elő, a következő sorrendben: a lutéciai emeletnek *N. striatus*-os szintjében — felülről lefelé haladva — *N. subplanulatus* HANTKEN—MADARÁSZ, *N. anomalus* DE LA HARPE fajok, majd a *N. perforatus*-os szintben, *N. subramondi* DE LA HARPE, *N. anomalus* DE LA HARPE fajok, legalul pedig, 12 m vastag Nummulites-mentes, sok Operculinát tartalmazó agyagmárga-összlet települ, gyakori *Discocyclus* sp. fajokkal (2. ábra). Ezenkívül *N. burdigalensis* DE LA HARPE, *N. nitidus* DE LA HARPE, fajok is előkerültek, mint megszokott kiegészítői az alsóeocén Nummulites-együttesnek. A diagram jobb áttekinthetősége érdekében csak a szintjelző Nummulites fajokat ábrázoltuk. A másodlagosan bekerült Nummuliteseket, Operculinákat és Discocyclusinákat szaggatott vonallal jelöltük.

A vizsgálatok során feltűnt a cuiusi Nummulites fajok limonitos, töredezett megjelenési formája, amely azt mutatja, hogy a lutéciai *N. striatus* és *N. perforatus* tartalmú üledékképződéssel azonos időben alsóeocén üledékek lepusztítása, ill. behordása történt, az említett Nummulites fajok megtartási állapotát tekintve, nem túl nagy távolságról.

A fentieknél azonban meggyőzőbb a következő megfigyelés: az 1965–66-os években vizsgált alsóeocén szelvényekben a Nummulites fajok — felülről lefelé haladva — a következő sorrendben települtek az „operculinás agyagmárgában”: *N. burdigalensis* DE LA HARPE, *N. nitidus* DE LA HARPE, *N. subramondi* SCHAUER és *N. anomalus* DE LA HARPE fajok, majd legalul (2–30 m vastagságban) tömegesen *N. subplanulatus* HANTK.—MAD. Ennél idősebb Nummulites-együttest eddig nem



3. ábra — Abb. 3

Jelmagyarázat: 1. *N. millecaput*-os szint, 2. *N. striatus*-os szint, 3. *N. perforatus*-os szint, 4. *N. subramondi*-s szint, 5. *N. anomalus*-os szint, 6. *N. subplanulatus*-os szint

találtunk. Ha ezzel az alsóeocén szelvénnel (3. ábra: Bj. 32. sz. fúrás) összehasonlítjuk a Nyergesújfalu 29. sz. fúrás Nummulites-együttesét (2. ábra) azt láthatjuk, hogy fordított sorrendben ugyanúgy nyomon követhetők e fajok a lutéciai emeletnek *N. striatus*-os és *N. perforatus*-os szintjeiben; a Nummuliteszek másodlagos (bemosott) helyzete tehát nyilvánvaló.

A lepusztult üledéksorokból származó és a lerakódó üledékekkel egykorú Nummulites fajok együttes előfordulása a terület mobilis voltát bizonyítja, ahol az egyes rögök mozgása a jellemző süllyedő tendenciától jelentősen eltérhetett.

IRODALOM

- GIDAI L. 1964: A Dorogi-medence eocén képződményeinek kifejlődési viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről.
- HANTKEN M. 1868: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. — A Magy. Földt. Társ. Munk. 4.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnakőszénterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1.
- JÁMBORNÉ KNESS M. 1967: Nummulites vizsgálatok a Dorogi-medence nyugati részén telepített néhány mélyfúrás rétegsorából. — Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről.
- KOPEK G.—KECSKEMÉTI T. 1960: A bakonyi eocén szintezése nagyforaminifera alapján. — Földt. Közl. 90.
- MAJZON L. 1966: Foraminifera vizsgálatok. — Budapest.
- MUNTYÁN I. 1964: Nummuliteses pad a Dorogi-medence alsóeocén csökkentsósvízi rétegeiben. — Földt. Közl. 94.
- ROZLOZSNIK P. 1924: Bevezetés a Nummulinák és Assilinák tanulmányozásába. — Földt. Int. Évk. 26. 1.
- ROZLOZSNIK P. 1929: Studien über Nummulinen. — Geol. Hung. ser. Pal. 2.
- ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. 1922: Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. — Földt. Int. Kiadv.
- SZÖTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. 9.

UMGEHÄUFTE UNTEREOZÄNE NUMMULITEN-ARTEN IN DEN MITTELEOZÄNEN ABLAGERUNGEN

von

M. JÁMBOR-KNESS

In den im westlichen Teil des Doroger Beckens auf einer Fläche von ca 30 km² abgeteufte Bohrungen können ober-, mittel- und untereozäne nummulitenführende Schichten nachgewiesen werden.

Nach den Nummuliten-Analysen gibt es im Doroger Becken neben den mittel-, und untereozänen Schichten mit normaler Aufeinanderfolge der Nummuliten auch solche mitteleozäne Schichten, die aus dem Untereozän umgehäufte Nummuliten-Arten enthalten.

Als Beispiel für diese beiden Fälle werden die Bohrungen Bajót Nr. 32 und Nyergesújfalu Nr. 29 vorgelegt.

A PLANORBULINIDAE, ACERVULINIDAE ÉS CYMBALOPORIDAE CSALÁD A MAGYARORSZÁGI EOCÉNEN

Írta: V. ZILAHY LÍDIA

A *Planorbulinidae*, *Acervulinidae* és *Cymbaloporidae* családok az eocénben jelennek meg és gyakoriak a mediterrán terület képződményeiben. Rétegtanilag legszűkebb elterjedésű az *Eoannularia* COLE et BERMÚDEZ, *Fabiania* SILVESTRI, *Linderina* SCHLUMBERGER és *Halkyardia* HERON-ALLEN et EARLAND genus. A többi nemzetség az eocéntől napjainkig él és igen gyakori a szubtrópusi meleg tengerekben. Mai életviszonyaik tanulmányozása lehetőséget nyújt arra, hogy segítségükkel paleoökológiai összehasonlítást végezzünk.

A fent említett család minden recens nemzetsége a partszegélyi öv fenéklakója. Életterük a 20–80 m-es tenger mélység. Időbeli elterjedésükből mégis bizonyos eloszlás tűnik ki (1. sz. táblázat). A *Sphaerogypsina* nemzetség agyagos és meszes fáciesben egyaránt megtalálható. Leggyakoribb a B forma, 50–60 m mélységben mészmárga és agyagos fáciesben. Nagyobb (80–100 m körüli) mélységben ritkább és itt az A forma a gyakoribb. A *Sphaerogypsina* A formája és a *Halkyardia* nemzetség azonos biofáciesben él. A *Halkyardia minima* (LIEBUS) A és B formáját csak a lutéciai agyagmárgában találtam együtt. Jóval kisebb egyedszámban, de rendszeresen jelentkező mélyfúrásainkban, azonos jellegű faunatársaság kíséretében (2. sz. táblázat).

Planorbulinella leletek Magyarországon a lutéciai operculinás agyagmárgából és a miliolinás márga alsó padjaiból kerültek elő.

A *Sphaerogypsina globula* (REUSS) faj főleg a lutéciai és priabonai rétegekben gyakori Magyarországon.

Fácieshez kötöttségük miatt a magyarországi lutéciai emelet élettereinek megismeréséhez fontos adatokat nyújtanak ezek a fenéklakó alakok. A család jelenkori elterjedése ugyanis lehetővé teszi, hogy analógia alapján következtethessünk az egykori élettér hőmérsékletére és sótartalom viszonyaira, stb.

A tárgyalt családok ma élő összes faja trópusi és szubtrópusi tengerek lakója; sztenoterm és sztenohalin formák. Hasonló ökológiájuk lehetett a földtörténeti múltban is. Fosszilisán jellegzetes sekélytengeri üledékekből kerülnek elő, az eocénben nummuliteszes, az oligocénben lepidocyclinás és heterosteginás rétegekből, a miocénben (lajtamészkő) amphisteginás, heterosteginás és boreliszes mészkőből.

A *Planorbulinidae* család eocén képződményeink legalsó rétegeiből és a csökentsósvízi üledékekből eddig nem vált ismeretessé. Az esztergomi barnakőszénmedence operculinás agyagmárgájában a *Nummulites kovácsiensis*-es asszociációval

1. táblázat

Kor	EOCÉN				
	Lutéciai		Priabonai		
	Nummulites perforatus	Nummulites brongniarti	Nummulites nitescens	Gibigerapsis semivolata	Gibertalia (Turborotalia) coccensis
Nummuliteses zónák		Gibertalia marginodentata			
Plankton zónák					
<i>Sphaeropyrina globula</i> (REUSS)					
<i>Halkyardia minima</i> (LIEBUS)					
<i>Fabiania cassis</i> (OFFENHEIM)					
<i>Planorbulinella</i> aff. <i>larvata</i> (PARKER et JONES)					
<i>Planorbulinella zelandica</i> FINLAY					
<i>Planorbulinella</i> aff. <i>larvata</i> var. <i>cojimarensis</i> PALMER					
<i>Planorbulina</i> aff. <i>mediterraneensis</i> D'ORBIGNY					
<i>Linderina brugesi</i> SCHLUMBERGER					
<i>Eoannularia eocenica</i> COLE et BERMÚDEZ					

----- ritka

— gyakori

— sok

Rendszertani beosztások összehasonlítása

CUSHMAN (1950)	POKORNYÍ (1958)	LOEBLICH et TAPPAN (1964)
Planorbulinidae <i>Planorbulina</i> D'ORBIGNY, 1826 <i>Boradina</i> HANZAWA, 1940 <i>Planorbulinoides</i> CUSHMAN, 1928 <i>Planorbulinella</i> CUSHMAN, 1927 <i>Linderina</i> SCHLUMBERGER, 1893 <i>Eoannularia</i> COLE et BERMÚDEZ, 1944 <i>Acerulina</i> SCHULTZE, 1854 <i>Gypsina</i> CARTER, 1877	Planorbulinidae <i>Planorbulina</i> D'ORBIGNY, 1826 <i>Planorbulinella</i> CUSHMAN, 1927 <i>Acerulina</i> SCHULTZE, 1854 <i>Linderina</i> SCHLUMBERGER, 1893 <i>Halkyardia</i> HERON-ALLEN et EARLAND, 1919 <i>Sphaerogypsina</i> GALLOWAY, 1933	Planorbulinidae SCHWAGER, 1887 + <i>Planorbulina</i> D'ORBIGNY, 1826 + <i>Eoannularia</i> COLE et BERMÚDEZ, 1944 + <i>Linderina</i> SCHLUMBERGER, 1893 + <i>Planorbulinella</i> CUSHMAN, 1927 Acerulinidae SCHULTZE, 1854 <i>Acerulina</i> SCHULTZE, 1854 <i>Boradina</i> HANZAWA, 1940 <i>Gypsina</i> CARTER, 1877 <i>Ladoronia</i> HANZAWA, 1957 <i>Planogypsina</i> BERMÚDEZ, 1952 + <i>Sphaerogypsina</i> GALLOWAY, 1933 Cymbaloporidae CUSHMAN, 1927 <i>Cymbalopora</i> VON HAGENOW, 1851 <i>Archaeocyclus</i> A. SILVESTRI, 1908 <i>Cymbaloporella</i> CUSHMAN, 1927 <i>Cymbaloporetta</i> CUSHMAN, 1928 <i>Eofabiania</i> KÜPPER, 1955 + <i>Fabiania</i> A. SILVESTRI, 1924 + <i>Gunteria</i> CUSHMAN et PONTON, 1933 + <i>Halkyardia</i> HERON-ALLEN et EARLAND in HALKYARD, 1918 <i>Pyropilus</i> CUSHMAN, 1934
Cymbaloporidae <i>Cymbalopora</i> VON HAGENOW, 1851 <i>Cymbaloporella</i> CUSHMAN, 1928 <i>Cymbaloporetta</i> CUSHMAN, 1927 <i>Halkyardia</i> HERON-ALLEN et EARLAND, 1919 <i>Pyropilus</i> CUSHMAN, 1934 <i>Tretomphalus</i> MOEBIUS, 1880 <i>Chapmanina</i> A. SILVESTRI, 1931 <i>Fabiania</i> A. SILVESTRI, 1926	Cymbaloporidae <i>Cymbalopora</i> VON HAGENOW, 1851 <i>Cymbaloporella</i> CUSHMAN, 1927 <i>Cymbaloporetta</i> CUSHMAN, 1928 <i>Tretomphalus</i> MOEBIUS, 1880	

+ = A magyarországi eocén rétegekből tanulmányozott génuszok

jellemzett szakasz felső határától kezdve fordulnak elő szórványosan, gyakoriságuk maximuma a *Nummulites perforatus*-os és *Nummulites brongniarti*-s asszociációkkal esik egybe.

Közülük az *Eoannularia* COLE et BERMÚDEZ 1944 nemzetség a legutóbbi időkben vált ismeretessé a Bükk hegység, a Budai-hegység területéről, valamint a Solyvár 72. sz. fúrás és a Nyergesújfalu 29. sz. fúrás priabonai képződményeiből. Az *Eoannularia eocenica* COLE et BERMÚDEZ faj a Bükk hegységi előfordulás ismertetésében *Sorites* sp. néven szerepel (V. ZILAHY L. 1967).

A *Cymbaloporidae* CUSHMAN család egyik legjellegzetesebb képviselője az eocénben a *Fabiania* SILVESTRI nemzetség. A *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) SILVESTRI faj a dudari, vitatott rétegtani helyzetű (alsó- ill. középsőeocén?) kőszéntelepfedő Molluscum-dús rétegben igen gyakori és igen változékony. Előkerült a Hárskút 27. sz. és Hárskút 25. sz. fúrásokból is.

Tanulmányunkban LOEBLICH és TAPPAN (1964) legújabb rendszertani beosztását vettük alapul. Tájékozódásul az 1. sz. táblázaton összehasonlítjuk CUSHMAN (1950), POKORNY (1958) és a két idézett szerző beosztását (3. sz. táblázat).

A Magyarországon felismert fajok rétegtani elterjedését az 1. sz. táblázaton mutatjuk be. Ezek a fajok Magyarországon először kerültek publikálásra. Az 1. sz. táblázaton feltüntetjük a plankton formák alapján adódó zónabeosztást is.

* * *

SUPERFAMILIA: ORBITOIDACEA SCHWAGER, 1876

FAMILIA: PLANORBULINIDAE SCHWAGER, 1877

GENUS: PLANORBULINA D'ORBIGNY, 1826

Planorbulina aff. *mediterraneensis* D'ORBIGNY, 1826

I. tábla 1, 2.

1826. *Planorbulina mediterraneensis* D'ORBIGNY n. sp. — p. 280.

Méret: hosszúság 2,15 mm, szélesség 1,82 mm, a kamrák átmérője 165 μ .

Előhely: Esztergomi barnakőszénmedence, Bajót 30. sz. fúrás 219,5–219,8 m

Megjegyzés: A ház enyhén ovális. Külső felületén a kamraválaszfalak és a szájníylások jól felismerhetők. A makroszférás alakon a trochospirális felcsavarodás alig észlelhető. Metszetben (I. tábla 2) a kamrák gyűrű alakú növekedése jellegzetes. 6–7 koncentrikus kamrasor veszi körül a kezdőkamrát.

Rétegtani elterjedés: lutéciai és priabonai emelet.

GENUS: PLANORBULINELLA CUSHMAN, 1927.

Planorbulinella aff. *larvata* (PARKER et JONES) 1865

I. tábla 4, 7.

1865. *Planorbulina larvata* PARKER, W. K. et JONES, T. R. — p. 379.

1952. *Planorbulina larvata* (PARKER et JONES) — BERMÚDEZ p. 121.

Méret: makroszférás forma, átmérő = 1,20 mm

mikroszférás forma, átmérő = 3,30 mm

Megjegyzés: Koncentrikusan váltakozó kamrák. A makroszférás alak kezdőkamráját 7–8 kamrasor veszi körül. A mikroszférás formánál viszont a kamrasorok száma 22–23. A lapos kamrák felületén láthatók a külső réteg finom pórusai. E pórusok az Indiai Óceánban élő *Planorbulina larvata* (PARKER et JONES) fajon nagyobbak.

A peremi helyzetű szájnnyílások az utolsó kamrasoron láthatók, másutt azonban a külső réteg elfedi azokat.

Földrajzi és rétegtani elterjedés: esztergomi barnakőszénmedence, nagygyházai barnakőszénmedence: Solymár 87. sz. fúrás 346,50–346,7 m, 347,2–347,5 m; Solymár 91. sz. fúrás 348,8–350,2 m; Bajót 26. sz. fúrás 376,0–377,2 m; Mogyorósbánya 82. sz. fúrás 166,0–166,2 m, 228,8–229,8 m; Csordakút 1. sz. fúrás 175,9–176,1 m; lutéciai emelet, *Nummulites perforatus*-os és *Nummulites brongniarti*-s asszociáció. Bükk hegység, Felsőtárkány II-5. sz. fúrás 2,5 m; priabonai emelet *Nummulites fabianii*-s rétegek.

Planorbulinella zelandica FINLAY, 1947

I. tábla 3.

1947. *Planorbulinella zelandica* FINLAY n. sp. — p. 290.

Méret: átmérő 2 mm

Megjegyzés: A ház plankonvex. A hasi oldal lapos vagy enyhén konkáv. A háti oldal közepe konvex. A kamragyűrűsor a kerületén erősebben fejlett.

Földrajzi és rétegtani elterjedés: esztergomi barnakőszénmedence: Solymár 91. sz. fúrás 348,8–350,2 m; Bajót 26. sz. fúrás 376,0–377,2 m; lutéciai emelet felsőbb része.

aff. **Planorbulinella larvata** (PARKER et JONES) var. *cojimarensis* PALMER, 1941

I. tábla 5, 6.

1941. *Planorbulinella larvata* (PARKER et JONES) var. *cojimarensis* PALMER — p. 298.

Méret: átmérő 1,8 mm

Megjegyzés: A ház plankonvex, a hasi oldal konvexebb, mint a háti oldal. A háti oldal sima. A peremi kamrák szabálytalanok, radiális irányban többé-kevésbé megnyúltak. Hasi és háti oldala egyaránt perforált. A peremi kamrákon egy-egy szájnnyílás helyezkedik el, a kamra hasi és háti oldalára átnyúlva.

Földrajzi és rétegtani elterjedés: esztergomi barnakőszénmedence, nagygyházai barnakőszénmedence: Bajót 26. sz. fúrás 376,0–377,2 m; Mogyorósbánya 82. sz. fúrás 166,0–166,2 m; Csordakút 1. sz. fúrás 185,9–186,1 m, lutéciai emelet.

GENUS: LINDERINA SCHLUMBERGER, 1893.

Linderina brugesi SCHLUMBERGER, 1893

II. tábla 1, 2, 3, 4.

1893. *Linderina brugesi* SCHLUMBERGER n. sp. — p. 121.

Méret: makroszférás alak = 1,2 mm

mikroszférás alak = 2,5 mm

Megjegyzés: A ház lencse alakú, közepén vastagabb, mint a szélén. A peremen két sor kicsi kerek kamra van (II. tábla). A házfal külső része sima vagy érdes. A kezdőkamarát a makroszférás alakon két nagyobb kamra öleli át (II. tábla 4). A későbbi kamrák ciklikus sorokban nőnek. A kamrák válaszfalait keskeny csatornák törlik át, amelyek a felszínnél kiszélesednek (II. tábla 2). A peremi szegély csatornái adják a szájnnyílásokat. A makroszférás alakon 6–7 kamrasor követi az első kamrákat, a mikroszféráson viszont 35–40 kamrasor látható. A váltakozó kamrákat sztolonok kötik össze.

Földrajzi elterjedés: esztergomi barnaköszénmedence, nagygyházai barnaköszénmedence, Bakony hegység: Nagysáp 4. sz. fúrás 53,0–54,0 m; Csordakút 1. sz. fúrás 181,7–182,0 m, 182,3–186,0 m; Bajót 24. sz. fúrás 141,7–144,7 m; Zirc 53. sz. fúrás 8,5–11,2 m, lutéciai emelet, *Nummulites millicaput*-os és *Globorotalia (Turborotalia) centralis*-os asszociációk.

GENUS: EOANNULARIA COLE et BERMÚDEZ, 1944.

Eoannularia eocenica COLE et BERMÚDEZ, 1944

VII. tábla 10–13.

1944. *Eoannularia eocenica* COLE et BERMÚDEZ — p. 12.

1967. *Sorites* sp. forma B — V. ZILAHY L. p. 402.

Méret: 0,5–2 mm-ig

Megjegyzés: Vékony, törekeny, üvegfényű ház. A ház lapos vagy konkáv–konvex. A köldök a konvex oldalon van. A ház felszínén vagy áteső fényben is láthatók a szabályos eloszlású kamrák.

Embrionális részén a kör alakú kezdőkamarát a következő kamrák (6–9-ig) átölelik, végül egész gyűrű veszi körül, másodlagos kamrákra tagolódás nélkül. A *Peneroplis* stádiumhoz való erős hasonlóság miatt soroltam a Bükk hegységi példányokat korábban (V. ZILAHY L. 1967) a *Sorites* nemzetségbe. A későbbi részletesebb anyagvizsgálat és több példány metszetének ismerete nyomán azonban az alakot az *Eoannularia eocenica* fajba sorolom. A kezdőkamarát átölelő 6–9 kamrát szabályos négyszögű kamrákból álló sorok veszik körül. A négyszögű kamrák radiális fala gyűrűnként változik. A vizsgálati anyagban főleg B forma található, az A forma kevesebb. Az A forma csiszolásánál a kezdőkamra-rész rendszerint tönkremegy, míg a B forma (VII. tábla 10, 12, 13) jól csiszolható és az embrionális kamrák, valamint a négyszögletes radiális kamrák is jobban tanulmányozhatók.

Földrajzi és rétegtani elterjedés: Bükk hegység, Budai-hegység *Nummulites fabianii*-s rétegek; Esztergomi-medence, Bakony hegység *Globigerap-sis semiinvoluta*-s rétegek.

FAMILIA: ACERVULINIDAE SCHULTZE, 1854.

GENUS: SPHAEROGYPSINA GALLOWAY, 1933.

Sphaerogypsina globula (REUSS), 1847

III., IV., V. tábla

1847. *Cerriopora globulus* REUSS — p. 33.

1886. *Gypsina globulus* REUSS — in UHLIG, V. pp. 197—200.

1905. *Gypsina carteri* SILVESTRI — p. 142.

1929. *Gypsina peruviana* BERRY — p. 240.

1933. *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) — in GALLOWAY, J. J. p. 309.

1957. *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) — in PURI, H. S. p. 143.

1963. *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) — in BIEDA p. 45.

M e g j e g y z é s: A *Sphaerogypsina globula* (REUSS) átmérője 0,5—2 mm közt változik. Alakja félgömbhöz, vagy gömbhöz hasonló. A ház felületén helyenként hálózat látható, melynek elemeit a közvetlenül kifelé vezető kamrák alkotják.

A kamrák a szabálytalantól egészen az egyenletes zömök alakig változnak s ezzel együtt változik a kamrasorok sugaras elrendeződése is.

UHLIG (1886) a *Gypsina globulus* (REUSS) esetében megemlíti, hogy a ház növekedésével új sugaras elemek beiktatódását lehet tapasztalni. BERRY, W. (1929) a *Gypsina peruviana* fajt éppen a sugaras szétágazódásra alapozta, mely a vizsgálati formákon jól észlelhető volt. SILVESTRI (1905) a *Gypsina carteri* fajt állította fel, de 1937-ben maga átsorolta a *Gypsina globulus* fajba.

Bőséges anyag állt rendelkezésemre, hogy a *Sphaerogypsina globula* (REUSS) fajt metszeteiben megfelelően tanulmányozhassam. A feldolgozott anyagban a B forma különösen a partszegélyi fáciást jelző biotopban gyakori. Az A forma egyedszáma itt jóval kevesebb, utóbbi inkább a parti résztől távolabb eső biotopokban dúsul. A faj erős változékonyságáról a B forma tanulmányozása nyújtott felvilágosítást. A változékonysági sor szerint csoportosított anyagban a két szélső alak közötti (III. tábla 2., 3. és V. tábla 1., 2., 3.) átmenetek jól láthatók. A fajt erős változékonysága miatt négy típusba soroltam, a kezdőkamrák és az utána következő kamrák elhelyezkedése alapján.

Az első típusba tartozó alakokon a kezdőkamrát aránylag felfűjt kamrák zárják körül (III. tábla, 2., 3.). A metszetben a kamrák sugaras elhelyezkedésének csak enyhe nyoma észlelhető. — A második csoportba tartozó alakokon a kerek kezdőkamrát egy nagyobb, vese alakú és egy keskeny hosszúkás kamra zárja közre (III. tábla 6.). A lapos, megnyújtott kamrák egymás fölötti elhelyezkedése következtében a metszetben a sugaras szerkezet már erősebben észlelhető. — A harmadik típuson a kezdőkamrát a második típus kamráihoz hasonló zömök, vese alakú kamrák zárják körül. A ház pereme felé haladva minden második kamra fokozatos növekedése következtében a sugaras szerkezet jól jelentkezik (V. tábla 1.). — A negyedik típusba olyan egyedeket soroltam, amelyek középső részében csizma alakú kamra látható és csak a későbbi sorozatban, a növekedés folyamán rendeződnek el a kamrák (V. tábla 4., 6.). Ez az ábra igen hasonlít a *Gypsina planum* (CARTER) 1876-ban leírt fajhoz.

Földrajzi és rétegtani elterjedés: esztergomi barnakőszénmedence: lutéciai és priabonai emeletben; Bakony hegység: lutéciai emeletben; Bükk hegység: priabonai emeletben.

FAMILIA: CYMBALOPORIDAE

GENUS: HALKYARDIA HERON-ALLEN et EARLAND, 1918.

Halkyardia minima (LIEBUS), 1911

II. tábla 5–10.

1911. *Cymbalopora radiata* HAGENOW var. *minima* LIEBUS — p. 952.1919. *Linderina chapmani* HALKYARD n. sp. — p. 110.

Méret: a *Halkyardia minima* A és B formájának bázislapja között (II. tábla 7., 10.) méretheli különbség nincs. Az eltérés a ház magasságában jelentkezik. A bordás zóna átmérője maximálisan 820 μ , magassága 200–400 μ .

Megjegyzés: A ház alakja konkáv–konvextől plankonvexig változik. A háti oldal szabályos ívű; enyhén vagy erősen konvex, díszítésmentes. A hasi oldalon egy centrális, kerek, kiemelkedő area látható a B formán; az A formán ennek helyén nyitott üreg van. A centrális kerek areát egy bordás zóna veszi körül, tömött meszes héjanyagból, míg a belső centrális area porózus mészsanyagból áll.

Földrajzi és rétegtani elterjedés: esztergomi és nagyegyházi barnakőszénmedence: Bajót 30. sz. fúrás, 268,2–268,7 m; Esztergom 20 sz. fúrás 926,0–928,0 m; Csolnok 648. sz. fúrás 272,4–273,4 m, 282,5–283,0 m, 284,5–285,6 m, 285,0–286,6 m; Tát 4. sz. fúrás 395,0–400,0 m, 400,0–400,8 m; Csordakút 1. sz. fúrás 164,4–164,6 m, 164,6–164,8 m, 166,75–166,95 m, 167,15–167,35 m, 167,6–177,1 m a lutéciai emeletben a *Nummulites perforatus*-os és a *Clavulina parisiensis*-es asszociációban.

GENUS: FABIANIA SILVESTRI, 1924.

Fabiania cassis (OPPENHEIM 1896) SILVESTRI, 1924

VI. tábla 1–13; VII. tábla 1–9.

- 1896. *Patella (Cymbiola) cassis* OPPENHEIM — p. 55.
- 1924. *Fabiania cassis* OPPENHEIM — SILVESTRI, A. p. 7.
- 1926. *Patella cassis* OPPENHEIM — SILVESTRI, A. pp. 15–22. Plate I.
- 1936. *Pseudoorbitolina cubensis* CUSHMAN et BERMÚDEZ — p. 59, tabl. X, figs. 27–30.
- 1941. *Pseudoorbitolina cubensis* CUSHMAN et BERMÚDEZ — COLE, W. S. Florida Geol. Surv., Bull. No 19, p. 22–23, tabl. II. figs. 5–11.
- 1942. *Pseudoorbitolina cubensis* CUSHMAN et BERMÚDEZ — COLE, W. S. Florida Geol. Surv., Bull. No 20, p. 18–19, tabl. III. fig. 3; tabl. V. fig. 1.
- 1944. *Pseudoorbitolina cubensis* CUSHMAN et BERMÚDEZ — COLE, W. S. Florida Geol. Surv., Bull. No 26, p. 35–36, tabl. II. fig. 7; tabl. VIII. fig. 14, 15; tabl. XIII. figs. 1–2.
- 1944. *Eodyctyoconus cubensis* (CUSHMAN et BERMÚDEZ) emend. COLE et BERMÚDEZ — p. 6, tabl. I. fig. 1; tabl. II. figs. 1–12; tabl. III. figs. 1–5.
- 1945. *Eodyctyoconus cubensis* (CUSHMAN et BERMÚDEZ) — COLE, W. S. Florida Geol. Surv., Bull. No 28, p. 98, tabl. XII. figs. 10, 11.
- 1945. *Tschoppina cubensis* (CUSHMAN et BERMÚDEZ) var. *pustolosa* KEIJZER — p. 214.
- 1950. *Fabiania cubensis* (CUSHMAN et BERMÚDEZ) — CUSHMAN, J. A. p. 310, Plate LII. figs. 24–25.
- 1952. *Fabiania cubensis* (CUSHMAN et BERMÚDEZ) — BERMÚDEZ, P. J. Boletín de Geología, Caracas Vol. II, No 4, Lamina XVIII. figs. 2–4, 5a, 5b, 5c.
- 1955. *Fabiana cassis* (OPPENHEIM) — NEUMANN, M. — BOULANGER, D. Planches XIII–XX.

1957. *Fabiania cubensis* (CUSHMAN et BERMÚDEZ)—HARBANS, S. — PURI, H. Florida Geol. Surv., Bull. No 38, p. 128—129, tabl. IX., figs. A, a, b.
 1963. *Fabiania cubensis* (CUSHMAN et BERMÚDEZ) — F. BIEDA Geologiczny Prace, Warszawa, Tom. XXXVII., tabl. IV. figs. 1—2.

M e g j e g y z é s: A ház trochospirális, szabálytalanul kúpos. A ház alakja nagyon változékony, mely elsősorban a bázis alakjában nyilvánul meg, az oldalról nyomott (elliptikus) bázistól egészen a kerekdedig számos átmenet figyelhető meg. A felület finoman retikulált, szabálytalan. többé-kevésbé hullámos növekedési gyűrűkkel díszített, néha gyenge bemélyedéssel.

Alakjuk és nyílásaik alapján szabályosabb és szabálytalanabb típusú egyedeket különböztetünk meg, amelyek között átmenetek jelentkeznek:

1. Szabálytalan alak: vizsgálati anyagomban jóval gyakoribb az összenyomott lapos, vagy ovális bázisú ház, mély köldöki bemélyedéssel.

2. Kivájt kúp alakú formák szabálytalan elrendeződésű és alakú nyílásokkal. Ezek a nyitott köldökű alakokon a nyílások nagyok, jól láthatók és a kúp belső bemélyedésének fal részében vannak. A köldököt ezért nem töltik ki a kamrák s csak egy kamrasorral rendelkeznek, amelyek az axiális metszetben jól megfigyelhetők (VI. tábla 11, és VII. tábla 8).

3. Az átmeneti típus egyes alakokon a kúp egyes pontjain jelentkező lezáró kamraképződésben nyilvánul meg (VI. tábla 3).

4. A „*Fabiania cubensis*” (CUSHM. et BERM.) fajjal azonosítható változat háza szabályos kúp alakú, csaknem kerek bázissal. A köldök zárt, aránylag szabályos elrendeződésű kerek, vagy ovális nyílásokkal. Ezek száma rendszerint 3—7; a 8 nyílású ritka. A nyílások a kúp peremének közelében helyezkednek el és számuk a kúp magascdásával növekszik (VII. tábla 3). A 7—8 nyílású alakokon már a bázis közepén is van nyílás. A kúp belsejét, a köldökrészt kocka alakú kamrák töltik ki. Ez az axiális metszetben figyelhető meg (VI. tábla 12). A kúp belsejét kitöltő kamrák a falat építő gyűrűvel egyidőben képződnek. Az átmeneti alakon ez szintén hasonló módon látható (VI. tábla 7). A kúpot a bázison meszes lemez zárja le.

A ház fala axiális metszetben: perforált fal egy kamraréteggel; a kamrák vízszintesen és minden sorban egymás fölött helyezkednek el. A köldökrészen a csúcs irányában felemelkednek (VI. tábla 3, 11). A mély köldöki bemélyedésű példányokon — axiális és horizontális metszetben — a csücsőt egészen a bázisig üres kúpot találunk, míg a tömött köldökű makroszférás alakokon csak a csúcson, az embrionális kamrák alatt találni üres, ki nem töltött részt (VII. tábla 5). A mikroszférás alakokon a kis kezdőkamra alatt közvetlenül képződnek a kitöltő rész kamrai is (VI. tábla 12). A kamragyűrűkön belül képződő kamrácskák száma a kúp növekedésével együtt nő. Ezek adják a ház felületén az apró csipkeszerű kis lyukaeszkákat (VI. tábla 1, 2, 6).

D i m o r f i z m u s: A makroszférás alak sokkal gyakoribb és a ház belső felületén a kúp csúcsi részén gyakran már szabad szemmel is látható (VII. tábla 7) NEUMANN és BOULANGER (1955) által közölt kezdőkamrával és méretekkel hazai makroszférás alakunk mérete teljesen megegyező. A csúcsi részen három kamra van, melyek átlagméretei: első kezdőkamra 120 μ , a második nagyobb elliptikus kamra 30—450 μ , a harmadik kisebb, szintén elliptikus alakú kamra 210—240 μ átmérőjű. A kamrákat körülzáró fal 80—90 μ vastagságú finoman perforált, meszes. A három kamra után a kúpos ház apró kamrácskái épülnek fel, gyűrűs növekedéssel. Az embrionális

rész alatt maradó hézagot csak a későbbi gyűrűk kamráinak növekedésével meginduló belső üregkitöltő kamrák zárják le (VII. tábla 5).

Horizontális metszetben az embrionális ház három pici, szorosan illeszkedő trochospirális kamrából áll. Axiális metszetben a három kezdőkamrához közvetlenül csatlakoznak a kúp külső felületét képező és a belső üreget kitöltő kamrák is (VI. tábla 12).

NEUMANN és BOULANGER (1955) az akvitániai medence gazdag *Fabiania*-s rétegeinek tanulmányozása során arra az elgondolásra jutott, hogy a *Fabiania cubensis* (CUSHMAN et BERMÚDEZ) példányai szintén a *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) fajhoz tartoznak.

Hazánkban csak az Északi Bakonyból, Hárskút és Dudar eocén rétegeiből kerültek elő *Fabiania* példányok. KOPEK G., KECSKEMÉTI T. és DUDICH E. (1965) Nagyforaminiferákon alapuló szintézése szerint a hazai *Fabiania* példányok a középső-eocén *Assilina spira* szintjéből származnak, az alábbi Foraminifera fajokkal együtt:

H á r s k ú t 2 7. s z. f ú r á s, 71,50–73,50 m-ben előfordult:

- Nummulites puschi* D'ARCH. (20–30*)
- Nummulites aturicus* JOLY et LEYMERIE (1–10)
- Fabiania cassis* (OPPENHEIM) (20–30)
- Nummulites* sp. (10–20)

H á r s k ú t H k - t 2 5. s z. f ú r á s, 26,20–27,30 m-ben előfordult:

- Nummulites puschi* D'ARCH. (1–10)
- Assilina spira* (DE ROISSY) (10–20)
- Nummulites striatus* (BRUG.) (30 <)
- Fabiania cassis* (OPPENHEIM) (10–20)
- Sphaerogypsina globula* (REUSS) (10–20)

ugyanitt, a 28,30–30,20 m-ben előfordult:

- Nummulites puschi* D'ARCH. (10–20)
- Nummulites aturicus* JOLY et LEYMERIE (20–30)
- Assilina spira* (DE ROISSY) (20–30)
- Sphaerogypsina globula* (REUSS) (10–20)

A FABIANIA FAJOK ÖKOLÓGIAI ADATAI

A *Fabiania cassis* faj változékonysága a faj lakóhelyének (biotópjának) tényezőiből adódik. A kúp felépítése folyamán az állat az aljzathoz, vagy más természeti tárgyhoz próbálja rögzíteni magát. A tapadás a mikroszférás alakok esetében rögtön megtörténhet (tömött kúpú, kerek bázisú alakok). Ezt bizonyítják a VI. tábla 7. és 12. ábra metszetei. A makroszférás alakon a tapadás az embrionális kamra építésekor még nem következett be, az állat csak később rögzítette magát. Ebből adódik az, hogy kerek alapú, tömött kúpú egyedek axiális metszetében az apex alatt üres részt találunk (VII. tábla 5.).

A szervezet aljhoz-tapadása adott tényezők függvénye. Agyagos üledékekbe zárt egyedek között a kerek bázisú, tömött kúpú vázak százalékos aránya nagyobb. Ebből arra következtethetünk, hogy az alak sima felületen könnyebben tud megtapadni, s ennek következtében házát szabályosan építi.

* A zárójelbe tett számok példányszámot jelentenek.

Homokosabb üledékekben, ahol az elemzések 40% körüli oldhatatlan maradékot, 20–25% közötti CaCO_3 tartalmat mutattak, az ovális bázisú és nagy köldökdepresszióval rendelkező egyedek jelentkeztek. Ezek megfigyelése az alábbi eredményt adta: homokos, vagy egyenetlen térszíni aljzaton tapadás csak a mikroszférás alakoknál következett be azonnal, az első legkisebb kamrák alatt és a kúp első kamrasorának gyűrűjénél — de csak két ponton — és így jött létre az ovális bázisú és homorú köldökű alak (VI. tábla 3; VII. tábla 8).

Mivel az első gyűrű kamrái nem teljes mértékben tapadtak az aljzathoz, üregek képződtek a kúp belsejében, illetve az idegen részecskéket (homokszemek, mészkődarabocskák, kagylóhéj töredékek, vagy apró *Miliolina* egyedek) a kamrák körül vették. Jóval több és nagyobb, szabálytalanabb alakú és elrendeződésű nyílások figyelhetők itt meg, mint a kerek bázisú egyedeken. Makroszférás alakok esetében a tapadás nehezen következett be az egyenetlen és homokos aljzat miatt, s ezért az embrionális ház alatti üreges rész még nagyobb, főleg a kúp idősebb részében, az apex irányában. A tapadás a kúp építése késői szakaszában következett be és itt is csak a perem egyes helyein. Ezért a szervezet a belső részében lemezzel zárta körül a bevezető nyílásokat, s így keletkeztek a köldök mélyedései, homorú bázisú példányok.

IRODALOM

- BERMÚDEZ, P. J. 1952: Estudio sistemático de los Foraminíferos rotaliformes. — Venezuela Minist. Minas et Hidrocarb., Bull. Geol. 2. 4, p. 1–230, pl. 1–35.
- BERRY, W. 1929: Shorter contributions to the paleontology of the Eocene of northwestern Peru. III. Foraminifer Gypsina. — Washington Acad. Sci. Jour. Baltimore, Md. USA 19. 12.
- BIEDA, F. 1963: Duże Otwornice Eocenu Tatrzanskiego. — Instytut Geologiczny Prace, Warszawa, Tom. 37, Tab. 1–26, p. 1–215.
- COLE, W. S. — BERMÚDEZ, P. J. 1944: New foraminiferal genera from the Cuban Middle Eocene. — Bull. Amer. Pal., Ithaca, N. Y., vol. 28. 113.
- CUSHMAN, J. A. 1950: Foraminifera their Classification and Economic Use, Cambridge. — Massachusetts Harvard University Press.
- CUSHMAN, J. A. — BERMÚDEZ, P. J. 1936: Additional new Species of Foraminifera and a new genus from the Eocene of Cuba. — Contribut. Cushman. Labor. Foramin. Research. 12. 3.
- CUVILLIER, J. — SACAL, V. 1951: Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. — Leiden.
- ECKERT, R. 1963: Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schlimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schrottenfluh. — Eclogae geol. Helv. 53/2.
- FINLAY, H. J. 1947: New Zealand foraminifera: Key Species in stratigraphy. No. 5. — New Zealand Jour. Sci. Technol. Sec. B, 28. 5.
- GALLOWAY, J. J. 1933: A manual of foraminifera. — Principia press, Bloomington, Indiana, USA.
- HALKYARD, E. 1919 (1918): The fossil foraminifera of the Blue Marl of the Côte des Basques, Biarritz. — Manchester, Lit. Phil. Soc., Mem. Proc. 17–18. 62. 2. 6.
- KEIJZER, F. G. 1945: Outline of the geology of the eastern part of the Province of Oriente, Cuba, with notes on the geology of other parts of the Island. — Utrecht, Univ. Geogr. Geol. Meded. Physiogr. Geol. Reeks. Utrecht. 2. 6.
- KOPEK G. — KECSKEMÉTI T. — DUDICH E. 1965: Stratigraphische Probleme des Eozäns im Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns. — Acta Geol. Hung. 9. 3–4. pp. 411–427.

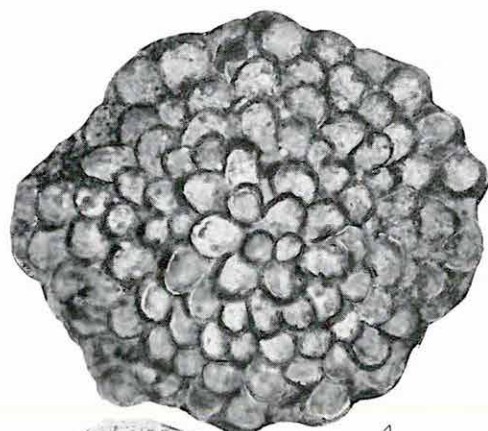
- LIEBUS, A. 1911: Die Foraminiferenfauna der mitteleozänen Mergel von Norddalmatien. — K. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturw. Kl. Sitzber., Wien Österreich, 120, Abt. 1.
- LOEBLICH, A. R. JR.—TAPPAN, H. 1964: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, Sarcodina chiefly „Thecamoebians” and Foraminiferida.
- NEUMANN, M.—BOULANGER, D. 1955: Repartition stratigraphique et géographique en Aquitaine. — Bull. Soc. Géol. France. 6. 5. 4—6. Fem. 18—20.
- OPPENHEIM, P. 1896: Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien, die oligocene Transgression im alpinen Europa. — Deutsch. Geol. Ges. Zeitschr., Berlin, 46. 1.
- D'ORBIGNY, A. D. 1826: Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. — Ann. Sci. Nat. 1. 7.
- PALMER, D. K. 1941: Foraminifera of the Upper Oligocene Cojimar formation of Cuba; Part 5. Conclusion. — Soc. Cubana Hist. Nat., Mem. La Habana. 15.
- PARKER, W. K.—JONES, T. R. 1865: On some foraminifera from the North Atlantic and Arctic Oceans, including Davis Straits and Baffin's Bay. — Roy. Soc. London, Philos. Trans., London, 155. pp. 379—380.
- POKORNY, V. 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. 1.
- PURI, H. S. 1957: Stratigraphy and zonation of the Ocala Group. — Florida Geol. Surv., Bull. 38. pp. 128—143.
- REUSS, A. E. 1847: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. — Haid. Naturwissen. Abh. 2. Wien 1. p. 1, p. 33.
- SCHLUMBERGER, C. 1893: Note sur les genres Trilliana et Linderina. — Soc. Géol. France, Bull. 3, 21, 2, pp. 120—121.
- SILVESTRI, A. 1905: Notizie sommarie su tre faunale del Lazio. I. — Riv. Ital. Pal., Perugia, 11.
- SILVESTRI, A. 1924: Revisione della Venezia e Giulia. — Acad. Sci. Veneto—Freutino—Istriana, Atti. Padua, Ser. 3. 14. (1923)
- SILVESTRI, A. 1926: Sul la Patella cassis Oppenheim. — Riv. Ital. Pal. Anno XXXII. 1—3.
- UHLIG, V. 1886: Über eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst. 36.
- VITÁLISNÉ ZILAHY L. 1967: Felsőeocén Foraminiferák Felsőtárkány környékéről. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése az 1965. évről.

I. Tábla — Tafel I

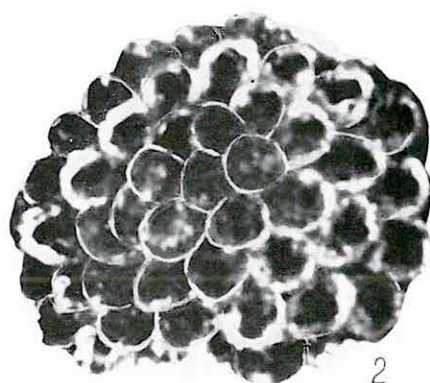
1. *Planorbulina* aff. *mediterraneensis* D'ORBIGNY. 10×
2. *Planorbulina* aff. *mediterraneensis* D'ORBIGNY metszet — Schnitt 10×
3. *Planorbulinella* *zelandica* FINLAY. 15×
4. *Planorbulinella* aff. *larvata* (PARKER et JONES). 15×
- 5—6. aff. *Planorbulina* *larvata* (PARKER et JONES) var. *cojimarensis* PALMER. 15×
7. *Planorbulinella* aff. *larvata* (PARKER et JONES). 27×

LELŐHELY — FUNDORT:

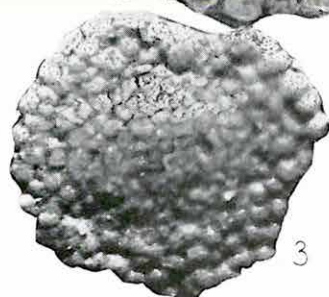
- 1—2: Bajót 30. sz. f. 219,50—219,80 m
- 3: Solymár 91. sz. f. 348,80—350,20 m
- 4: Bajót 26. sz. f. 376,00—377,20 m
- 5—6: Csordakút 1. sz. f. 185,90—186,10 m
- 7: Bajót 26. sz. f. 376,00—377,20 m



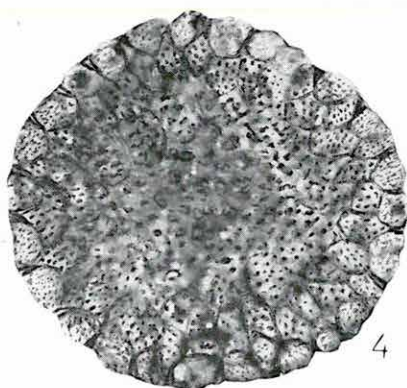
1



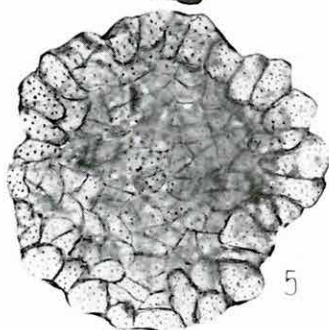
2



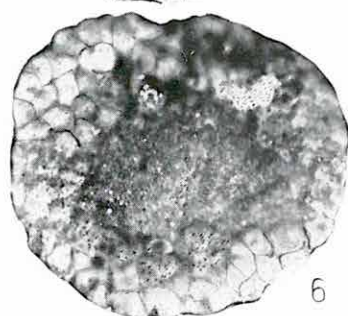
3



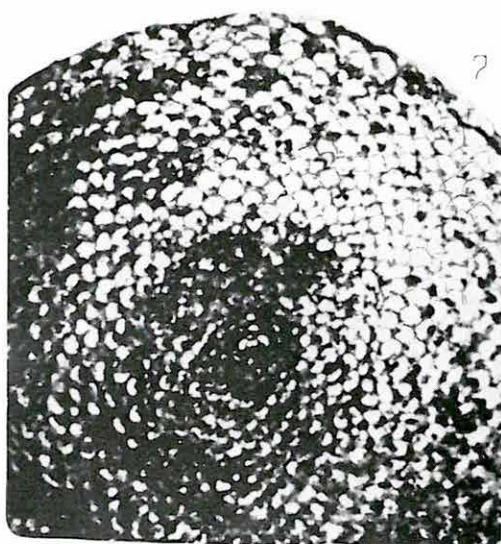
4



5



6



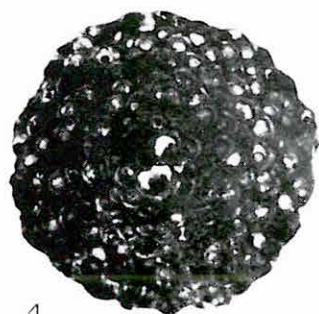
7

II. Tábla — Tafel II

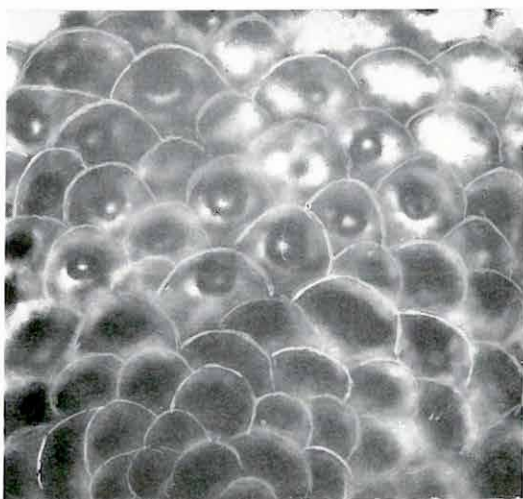
1. *Linderina brugesi* SCHLUMBERGER. 33×
2. *Linderina brugesi* SCHLUMBERGER. 54×
3. *Linderina brugesi* SCHLUMBERGER. 30×
4. *Linderina brugesi* SCHLUMBERGER. 70×
- 5—7. *Halkyardia minima* (LIEBUS). B alak 52×
- 8—10. *Halkyardia minima* (LIEBUS). A alak 55×

LELŐHELY — FUNDORT:

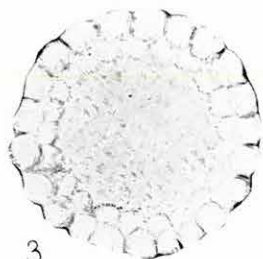
- 1—4: Nagysáp 4. sz. f. 54,00—55,00 m
5—10: Mesterberek 1. sz. f. 88,80—91,50 m



1



2



3



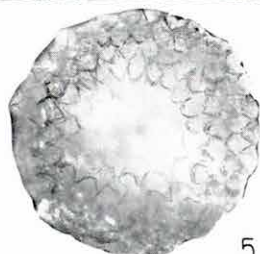
6



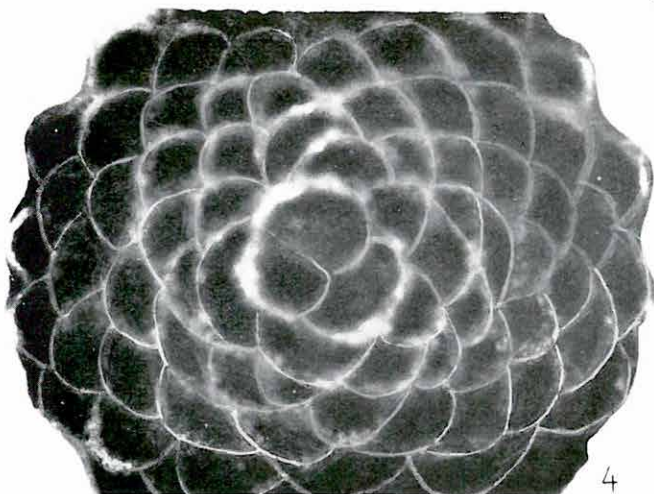
7



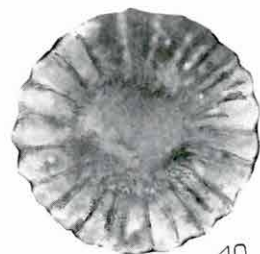
9



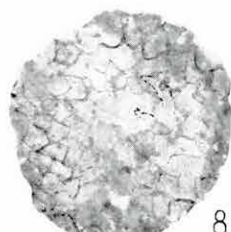
5



4



10



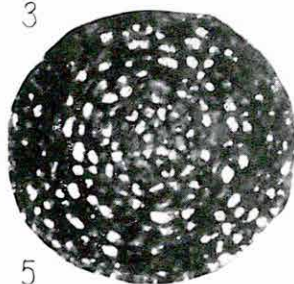
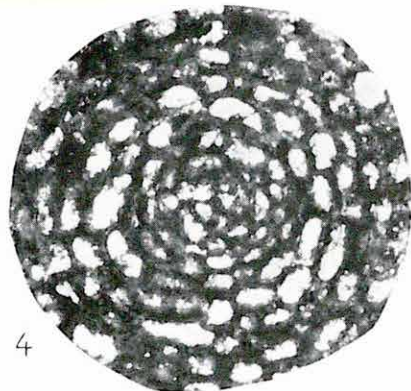
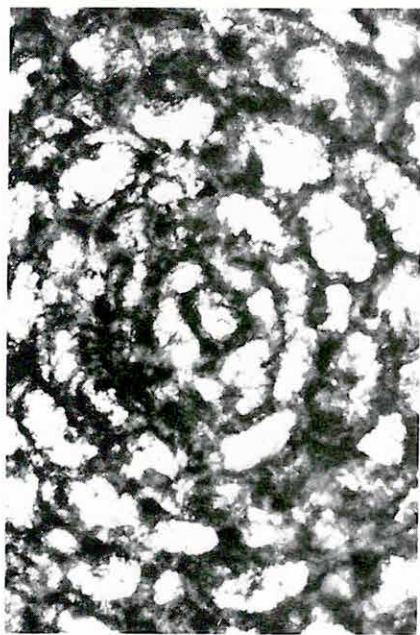
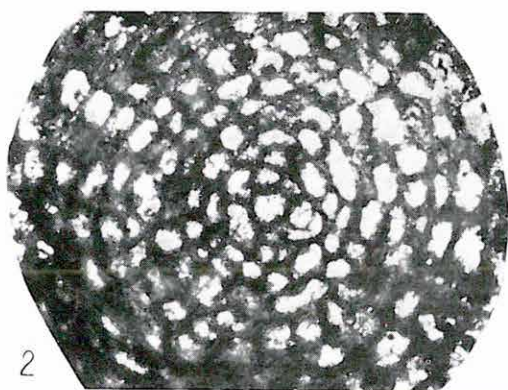
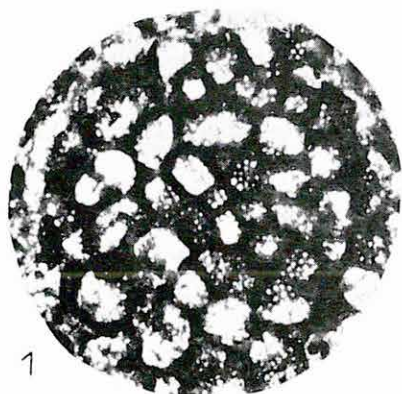
8

III. Tábla — Tafel III

- 1., 5. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 20×
2. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 35×
3., 6. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 70×
4. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 28×

LELŐHELY — FUNDORT:

Solymár 72. sz. f. 402,40—402,90 m



IV. Tábla — Tafel IV

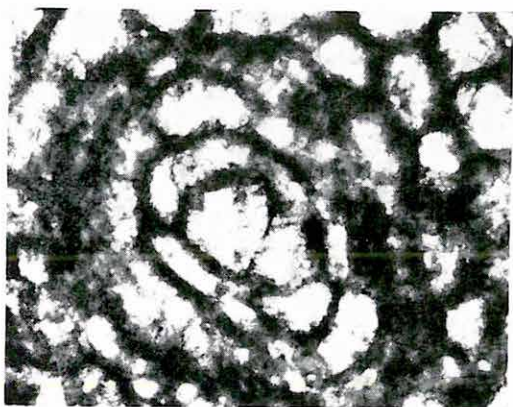
1. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 24 ×
- 2., 6. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 70 ×
3. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 45 ×
4. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 18 ×
5. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 20 ×

LELŐHELY — FUNDORT:

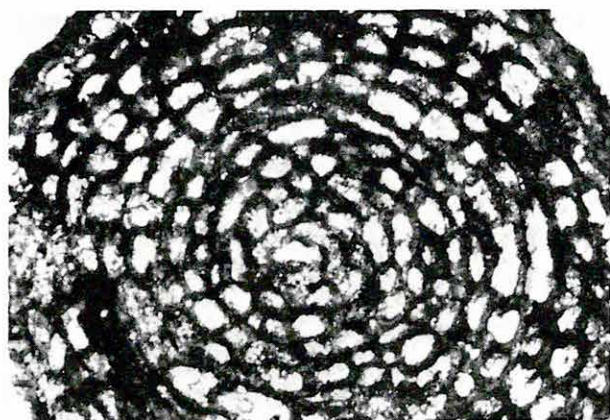
Solyimár 72. sz. f. 402,40—402,90 m



1



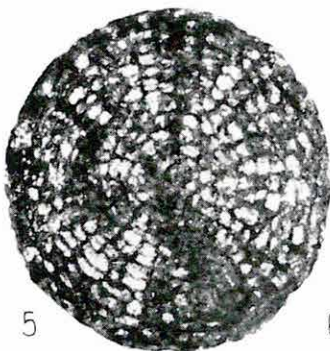
2



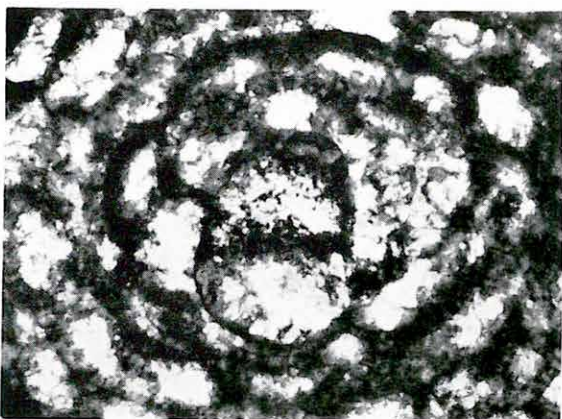
3



4



5



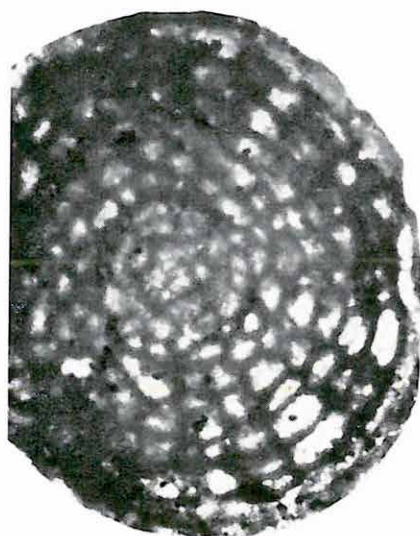
6

V. Tábla — Tafel V

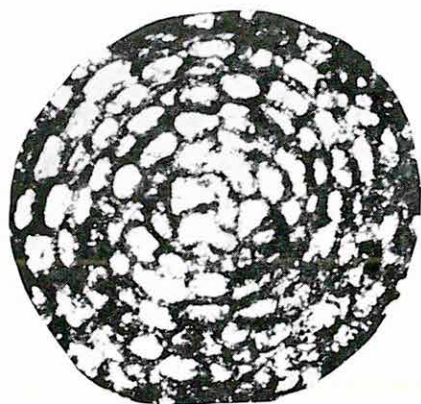
1. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 35 ×
2. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 80 ×
- 3., 5. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 70 ×
4. *Sphaerogypsina globula* (REUSS). 32 ×

LELŐHELY — FUNDORT.

Solyvár 72. sz. f. 402,40—402,90 m



1



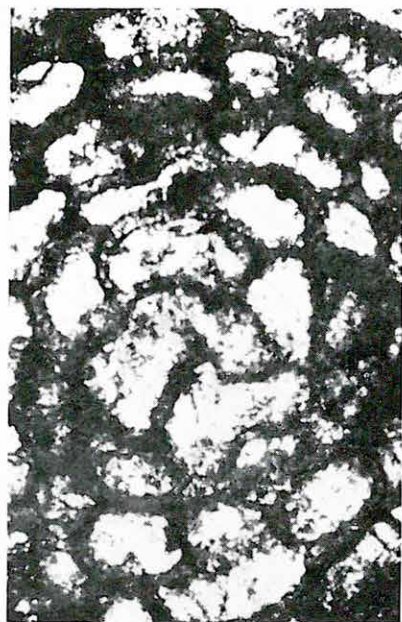
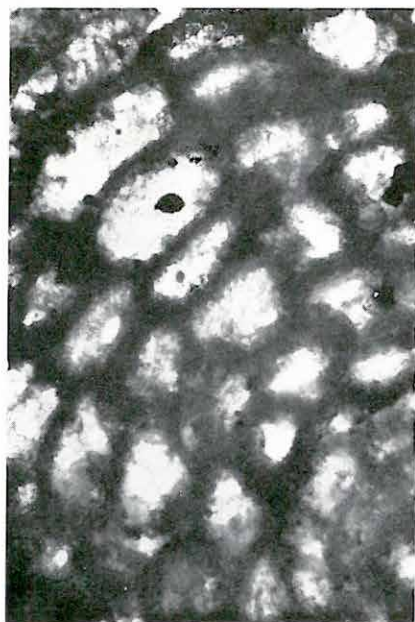
4



2

3

5



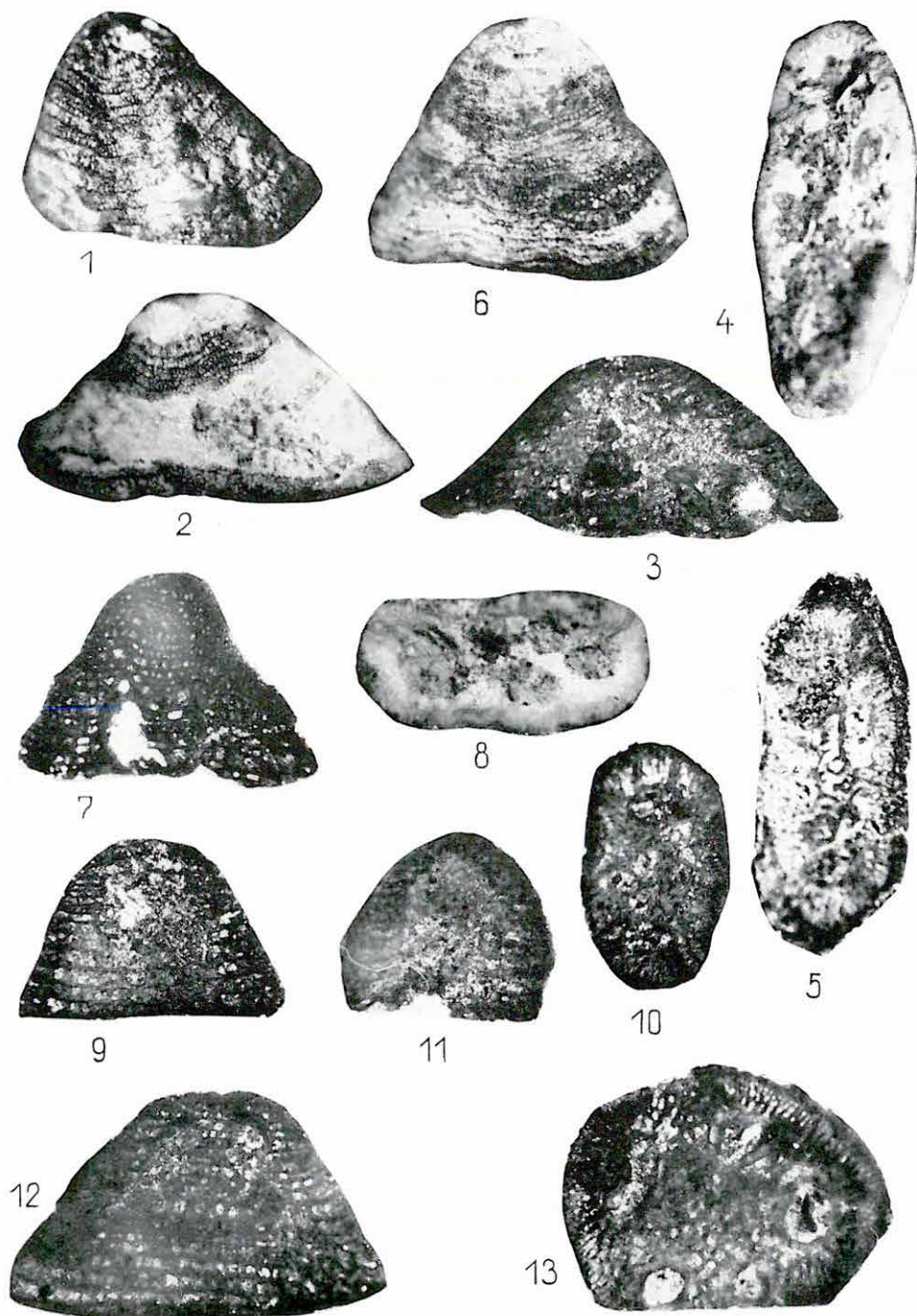
VI. Tábla — Tafel VI

10×

- 1, 2, 3. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) felületi kép — Draufsicht
6, 7, 9.
11, 12. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) axiális metszet — Axialschnitt
4, 8, 13. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) felületi kép a bázislapról — Draufsicht der Basisfläche
5. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) horizontális metszet a bázislapon — Horizontalschnitt an der Basisfläche
10. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) horizontális metszet — Horizontalschnitt

LELŐHELY — FUNDORT:

Hárskút 27. sz. f. 71,50—73,50 m

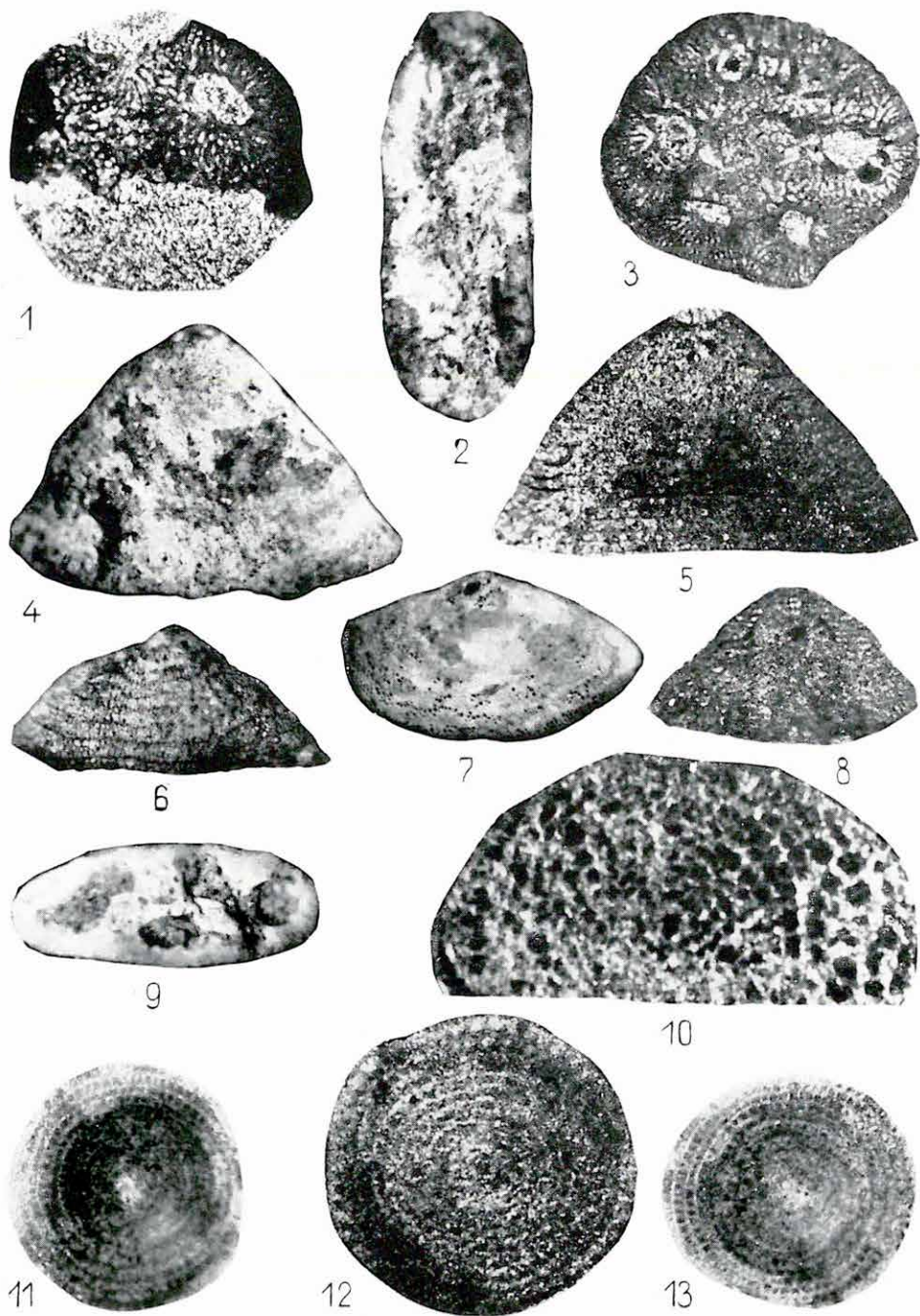


VII. Tábla — Tafel VII

- 1, 3. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) horizontális metszet a bázislapon — Horizontalschnitt an der Basisfläche. 10×
2. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) felületi kép a homorú bázisról — Draufsicht der konkaven Basisfläche. 10×
4, 6, 7, 9. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) felületi kép — Draufsicht. 10×
5, 8. *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) axiális metszet — Axialschnitt. 10×
10. *Eoannularia eocenica* COLE et BERMÚDEZ. 40×
11, 13. *Eoannularia eocenica* COLE et BERMÚDEZ. 10×
12. *Eoannularia eocenica* COLE et BERMÚDEZ. 25×

LELŐHELY — FUNDORT:

- 1—9: Hárskút 27. sz. f. 71,50—73,50 m
10—13: Felsőtárkány II-3. sz. f. 64,20—64,30 m



DIE FAMILIEN PLANORBULINIDAE, ACERVULINIDAE UND CYMBALOPORIDAE IN DEN EOZÄNSCHICHTEN UNGARNS

von

L. VITÁLIS-ZILAHY

Verfasserin beschreibt einige charakteristischen Foraminiferen-Arten aus den Eozänschichten des Braunkohlenbeckens von Esztergom und Solymár, ferner aus Tiefbohrungen im Bakony- und Bükk-Gebirge (Tabelle 2.). In dieser Abhandlung werden die Foraminiferen-Arten *Planorbulina* aff. *mediterraneus* D'ORBIGNY (Tafel I. Fig. 1–2.), *Planorbulinella* aff. *larvata* (PARKER et JONES) (Tafel I. Fig. 4., 7.), *P. zelandica* FINLAY (Tafel I., Fig. 3.), aff. *P. larvata* (PARKER et JONES) var. *cojimarensis* PALMER (Tafel I. Fig. 5–6.), *Linderina brugesi* SCHLUMBERGER (Tafel II. Fig. 1–4.), *Eoannularia eocenica* COLE et BERMÚDEZ (Tafel VII., Fig. 10–13.), *Sphaerogypsina globula* (REUSS) (Tafel III–V.), *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) SILVESTRI (Tafel VI., Fig. 1–13.; VII, Fig. 1–9.), *Halkyardia minima* (LIEBUS) (Tafel II., Fig. 5–10.) zum ersten Mal aus den Eozänablagerungen von Ungarn publiziert.

Die oben erwähnten Foraminiferen-Gattungen und Arten sind uns aus Mikrofaunengemeinschaften von littoralen und Flachsee-Ablagerungen bekannt. Die Art *Eoannularia eocenica* COLE et BERMÚDEZ wurde sowohl in der Benthosforaminiferen-führenden Küstenfazies, als auch in den Planktonforaminiferen-führenden Ablagerungen des offeneren Meeresraumes studiert, aber konnte bisher nur aus dem Priabonien nachgewiesen werden.

Die in der vorliegenden Arbeit erwähnten übrigen Foraminiferen-Arten kommen häufig in den mitteleozänen Schichten vor. Auf Grund der Schalenmorphologie der Art *Fabiania cassis* (OPPENHEIM) SILVESTRI kann man Schlüsse über Paläoökologie ziehen.

SORITES NEMZETSÉG A MÁNYI SZARMATÁBAN

Írta: KORECZNÉ LAKY ILONA

A Mány 44-tp.sz. fúrás (1. ábra) 10 m-nyi pleisztocén képződménysor alatt 187,3 m-ig szarmata rétegeket harántolt. A rétegsor 31,40–31,70 m-ig terjedő miliolinás, oolitos mészkövében JÁMBOR Á. sok, *Peneroplis*-hoz hasonló Nagyforaminiferát figyelt meg. Mivel ezek jelenléte ellentétben állt a magyarországi szarmata tenger sótartalom-viszonyaival, ezért felkért a minta részletesebb mikropaleontológiai vizsgálatára. Az orientált vékonycsiszolatok alapján megállapítható, hogy a kérdéses Foraminifera a *Sorites* (EHRENBERG 1840) nemzetségbe sorolható és felismerése hazai szarmata lerakódásainkban új adatot jelent.

LEHMANN R. (1961) recens anyagból ismertette a *Sorites* nemzetséget. Véleménye szerint a *Sorites*-nél a házépítésnek 3 fejlődési stádiuma különíthető el (2. ábra).

1. Embrionális apparátus, mely a kezdőkamrából és az ezt követő kamrákból áll (a).

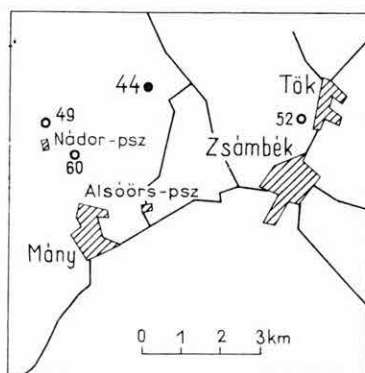
2. *Peneroplis* stádium, mely a spirálisan elhelyezkedő kamrákból épül fel (b).

3. Ciklikus stádium, mely a ciklikusan egymásra következő kamrák sorozata (c).

A fiatal kamrák másodlagosan mellékkamrácskákra tagoltak. A kamrácskák (d) nagyon szabályosak, majdnem gyűrű alakúak. A kezdőkamra golyó alakú.

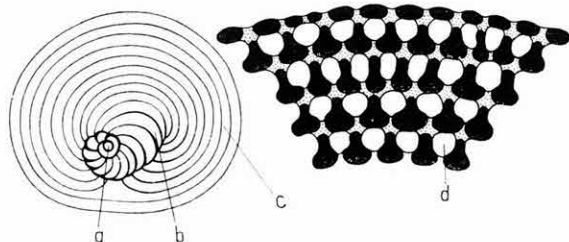
CUSHMAN (1950) rendszere szerint a *Sorites* nemzetség a *Peneroplidae* családba tartozik. Figyelembe véve a nemzetségek fejlődési sorát a családon belül, a legprimitívebb nemzetség a *Peneroplis*, melynek kamrái osztatlanok (3. ábra 1.). Az *Archaias* kamrái már egyszerűen tagoltak (3. ábra 2.). A *Sorites* kamrái pedig gyűrű alakú kamrácskákra osztottak (3. ábra 3.). A kamrácskákra osztott házfelépítésű nemzetségek határozott sorozatot alkotnak. Az *Archaias*-ból kiindulva, *Sorites*, *Amphisorus*, *Marginopora*, *Orbitolites* a sorozat nemzetségei.

Vizsgálati anyagunkból különböző síkú metszeteket készítettünk. Az equatoriá-



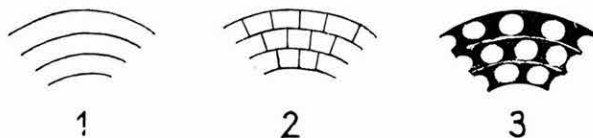
1. ábra. A vizsgált fúrás helye, JÁMBOR Á. vázlata alapján

Fig. 1. Location of the borehole studied after a sketch by A. JÁMBOR



2. ábra. *Sorites* kifejlett példánya a fejlődési szakaszok megjelölésével (a, b, c) és a kamrácskákra (d) tagolt belső felépítés LEHMANN R. vázlata alapján

Fig. 2. *Sorites*, adult specimen, indicating the stages of development (a, b, c) and the inner structure, with its division in chamberlets (d), after a sketch by R. LEHMANN



3. ábra. A *Peneroplis* (1), *Archaias* (2) és *Sorites* (3) kamráinak vázlata

Fig. 3. Drawings of the chamberlets of *Peneroplis* (1), *Archaias* (2) and *Sorites* (3)

dányaink valószínűleg a *Sorites marginalis* (LAMARCK) fajjal azonosak. A kezdő kamraapparátus azzal teljesen megegyező. A gyűrű alakú kamrácskákra tagolt ciklikus kamrák megjelenése szintén erre utal.

A *Sorites* imperforált, meszházú, sekély melegvizű tengerek korallzátony övéből, oligocéntól máig ismert nemzetség.

lis metszeten a LEHMANN-féle stádium jól felismerhető (I. tábla 1., 2. ábra; II. tábla 1–4. ábra).

Az embrionális apparátust, mely a kezdőkamrából és az ezt követő kamrákból áll, az I. tábla 1. ábra és II. tábla 4. ábra jól szemlélteti. Példányunk mikroszférás „B” forma. A golyó alakú kezdőkamrát egy sor kamra veszi körül, majd a spirálisan felcsavarodó kamrasorok következnek (*Peneroplis* stádium I. tábla 1., 2. ábra; II. tábla 1–3. ábra). A *Peneroplis* stádium 10–15 kamrasorból áll. Ezt követik a ciklikus kamrák, melyek gyűrű alakú kamrácskákra tagoltak (I. tábla 1., 2. ábra; II. tábla 1., 2. ábra). Axiális metszetben a kezdőkamrától kiindulva a kamrák a peremek felé kiszélesednek (I. tábla 3., 4., 5. ábra). Pél-

FELHASZNÁLT IRODALOM

- CUSHMAN, J. A. 1950: Foraminifera their classification and economic use. — Harvard University Press. pp. 242–248.
- EHRENBERG, C. G. 1840: Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. — Physikalische Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. (Jahrg. 1838). p. 120.
- ELLIS, B. F. et MESSINA, A. R. 1940–1960: Catalogue of Foraminifera. — The American Museum of Natural History New York.
- LAMARCK, J. B. 1816: Historie naturelle des animaux sans Vertébrés. — Verdière. Paris. 2. p. 196.
- LEHMANN, R. 1961: Strukturanalyse einiger Gattungen der Subfamilie Orbitolininae. — Eclogae Geologicae Helvetiae, 54. 2. pp. 633–647.

THE GENUS SORITES IN THE SARMATIAN OF MÁNY

by

I. KORECZ-LAKY

Under a 10 m-thick Pleistocene sequence, down to 187,30 m, Sarmatian layers were cut in the borehole Mány No 44. Between 31,40 and 31,70 m, in the milioline-bearing, oölitic limestone, we found many *Peneroplis*-like larger foraminifera specimens. Since their presence was inconsistent with the salinity patterns of the Sarmatian sea in Hungary, the sample were studied in detail. The analysis of oriented thin sections permitted to identify these foraminifera with the genus *Sorites* (EHRENBURG 1840), and their recognition in the Sarmatian sediments of this country is a new result.

I. Tábla — Plate I.

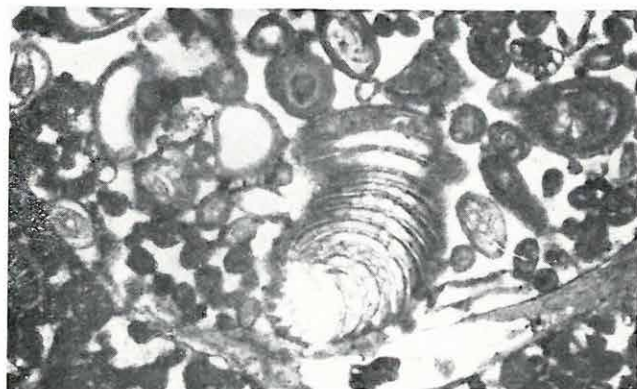
56×

1. *Sorites marginalis* (LAMARCK). Embrionális apparátus, Peneroplis stádium. — Embryonic apparatus, Peneroplis stage.
2. *Sorites* metszet. — Cross-section of *Sorites*.
- 3—5. Különböző irányú *Sorites* metszetek. — Cross-sections of various directions in *Sorites*.

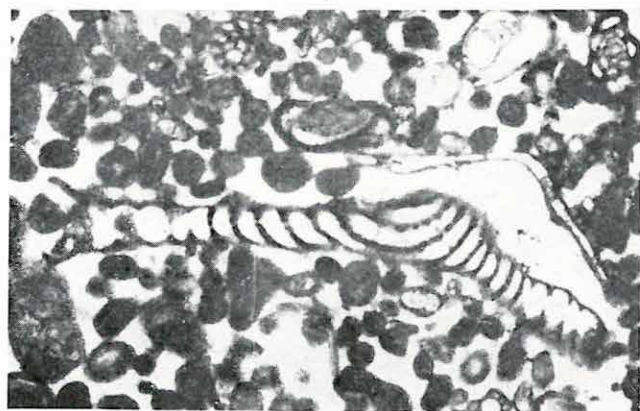
Foto: KISS JÚLIA



1



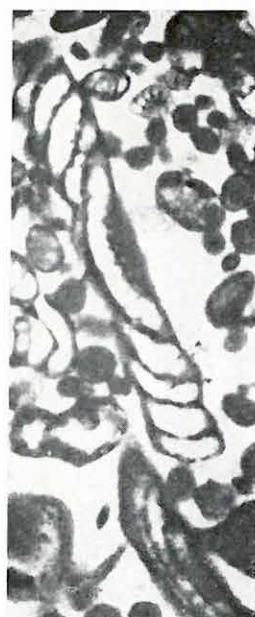
2



3



4



5

II. Tábla — Plate II.

- 1—2. *Sorites marginalis* (LAMARCK). Peneroplis és ciklikus stádium. — Peneroplis and cyclic stages. (1:126×; 2: 56×)
3. *Sorites* metszet. — Cross-section of *Sorites*. (56×)
4. *Sorites marginalis* (LAMARCK). Embrionális apparátus. — Embryonic apparatus. (126×)

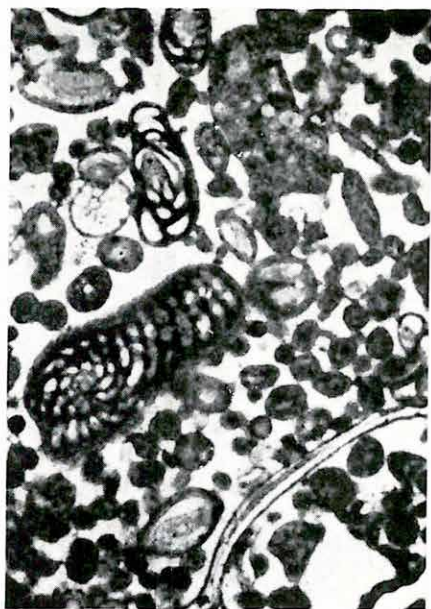
Foto: KISS JÚLIA



1



2



3



4

A MÁTRA HEGYSÉG RÉSZLETES FÖLDTANI TÉRKÉPEZÉSÉNEK ÚJABB EREDMÉNYEI

Írta: VARGA GYULA

A Mátra hegységi Kutató osztály 1966. évben továbbfolytatta a hegység részletes vulkanológiai és petrográfiai felvételezését. E munkában négy intézeti és egy külső kutató vett részt, akik területeiket 1:5000-es méretarányú munkalapokon a lehető legnagyobb részletességgel vizsgálták meg. A felvételezett területek a hegység nyugati felének közepét és északi szegélyét foglalják magukba.

A vizsgálatok során számos tudományos eredmény született, melyek egy-egy lépéssel előbbre vitték a hegységnek, mint a belső vulkáni koszorú egyik fontos láncszemének, megismerését. Természetesen olyan problémák is felmerültek, melyek ez ideig nem tisztázódtak kellően, de minden reményünk megvan arra, hogy a következő évek kutatásai és vizsgálatai ezekre is megnyugtató választ adnak.

Az elért eredmények egy-egy alaptételét képezik a következő években összeállítandó „Mátra hegység földtani monográfiájá”-nak, mely a hegység kutatástörténetében egy eredményesnek mondható kutatási időszakot zár le.

A felmerült és kellően nem tisztázott földtani problémák nagy része abból adódik, hogy a terület piroklasztikumai és tufitrétegei csaknem teljesen faunamentesek, ezért a vulkáni képződmények a helvétai és tortonai emeleten belüli szintezése igen nehéz, bár vulkanológiai szempontból nagy jelentőségű lenne az egymást követő vulkáni ciklusok termékeinek az egész hegységre vonatkozó azonosítása, vagy egyes helyi kifejlődések besorolása. A piroklasztikumszintek azonosítása éppen a vulkanológiai jellegből adódóan igen bonyolult, tekintve, hogy egyetlen explóziós szakasz a centrumtól való távolság függvényében agglomerátumot, lapillis tufát és portufát szolgáltatott. A hegység nagymérvű fedettsége igen megnehezíti a különböző feltárásokban észlelt vulkáni törmelékanyagok azonosítását. Ugyancsak problémát okoz az egyes lávaformációk keletkezési körülményeinek tisztázása, mivel ezek a vulkáni-, illetve lávaszerkezetek a hegység legnagyobb részén már csak roncsokban figyelhetők meg (neck, sill, dóm, lahar szerkezet stb.). Ilyen szerkezetekről kutatóink csak irodalmi tájékozottsággal rendelkeznek.

Vizsgálataink során néhány nevezéktani kérdés is felmerült, melyeket logikus gondolatvezetéssel kívántunk megoldani és a gyakorlatba átvinni. A magyar petrográfusok a vulkanitokban megfigyelhető üregeket vizsgálva, azok megnevezésére egymástól merőben eltérő neveket használnak. A Mátra hegységben végzett több mint egy évtizedes rendszeres munkával kialakítottunk egy — főleg az andezitváltozatokra alkalmazható — nomenklaturát, melyben az üreges andeziteket két cso-

portba osztottuk aszerint, hogy az üregek a lávaképződmény keletkezésével egyidősek, vagy azt követve alakultak-e ki.

Összehasonlításul közöljük a *tömör* piroxénandezitek (1., 2. ábra) (a hegység különböző előfordulásaiából származó) térfogatsúlyait, melyeket a továbbiakban alapként használunk fel:

középszemcsés, sötétszürke piroxénandezit	2,34 g/cm ³
durvaszemcsés piroxénandezit	2,43 g/cm ³
üveges, finomszemcsés piroxénandezit	2,51 g/cm ³

1. Elsődleges üreges kőzetek:

- a) „*Hólyagos andezit*”-nek nevezzük a kőzetet, ha néhány milliméter, legfeljebb egy-két centiméter átmérőjű üregek vannak benne. Az üregek alakja körkörös; főleg gázdús lávafolyásokban alakultak ki. Esetenként a hólyagok a lávafolyás mozgásának irányában megnyúltak. E közettípusok térfogatsúlya 2,17–2,29 g/cm³ között változik, ami a fenti *tömör* kőzetekhez viszonyítva 8%-os térfogatsúly csökkenést jelent (3., 4. ábra).
- b) A „*salakcs andezit*” hasonló az előbbihez, de az üregek száma nagyon felszaporodik, az üregeket elválasztó falak legfeljebb 1 mm vastagok. Általában a lávafolyások tetején és talpán gyakori, de előfordul explóziós kitörés termékeként is. Ebben az esetben a kőzet térfogatsúlya tovább csökken, általában 1,54–1,60 g/cm³ között változik, ami az eredeti kőzethez viszonyítva már 35%-os súlycsökkenésnek felel meg (5. ábra).
- c) A „*szivacsos andezit*” csaknem minden esetben explóziós tevékenység terméke, ezért leggyakrabban agglomerátum-összletekben található. Keletkezés-mechanizmusa a savanyú kőzetek „*horzsaköve*”-vel azonos. Könnyen és gyorsan lepusztul, ezért a régebbi andezites területeken — a Mátra hegységben is — igen ritka. Térfogatsúlya 1,18 g/cm³ volt, ami a *tömör* kőzethez képest 52%-os csökkenést mutat.

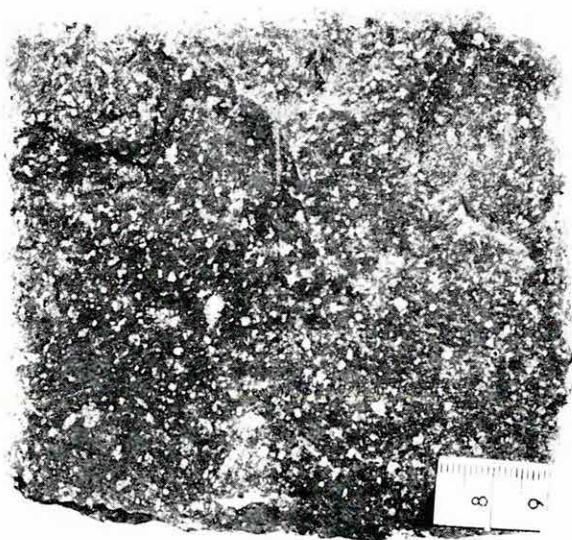
Ha a hólyagos andezit vagy diabáz üregei utólag különböző ásványokkal teljesen kitöltődnek (kalcit, kalcedon, kvarc stb.), akkor „*mandulaköves*” vulkanitról beszélhetünk. Ez esetben a térfogatsúly nem csökken jelentősen, mivel a kitöltő ásvány megközelítőleg azonos súlyú a vulkanittal (6. ábra).

2. Másodlagos üreges kőzetek:

„*Likacsos andezit*” ha a kőzet egyes ásványi elegyrészei (földpát, színes elegyrészek) a mállás vagy a teljes agyagásványosodás, avagy hidrotermális átalakulás során kihullanak az alapanyagból és a kőzet üregessé válik. Ebben az esetben az üregek alakja szögletes vagy szabálytalan. Ilyen keletkezésre vezethető vissza a hidrotermálisan átalakult andezitek sejtessége is.

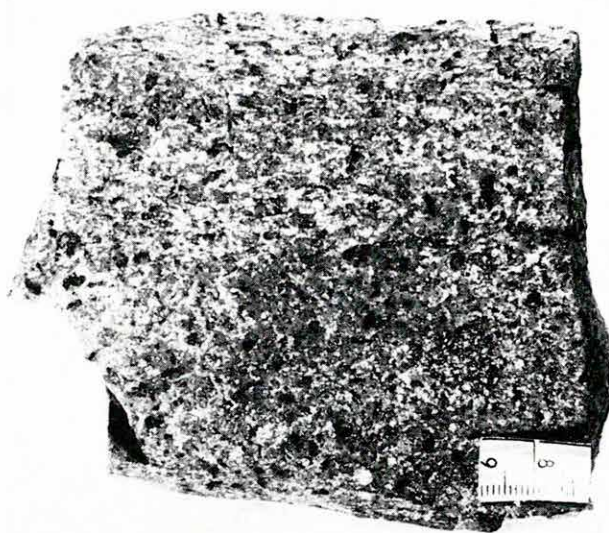
Fenti elnevezések természetesen nem újak, szakirodalomból régen ismertek, de a Mátra hegységi vizsgálatok bizonyítják, hogy részletes vulkanológiai felvételezés alkalmával pontos használatuk elősegíti a munkát.

1966. évben a hegység K-i részén a „Darnó vonal” mentén feltolódott mezozoós rögön 1000 m-es alapfúrást mélyítettünk. A fúrás teljes rétegsort szolgáltatott a miocén képződményekről, beleértve a különböző üledékes és vulkáni összleteket.



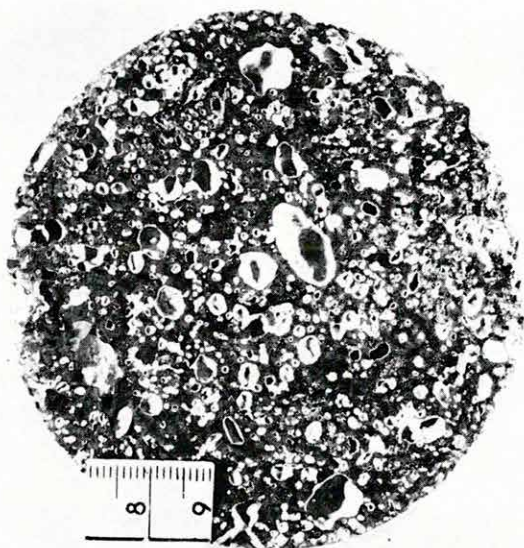
1. ábra. Középszemeses piroxénandezit

Рис. 1. Среднезернистый пироксеновый андезит

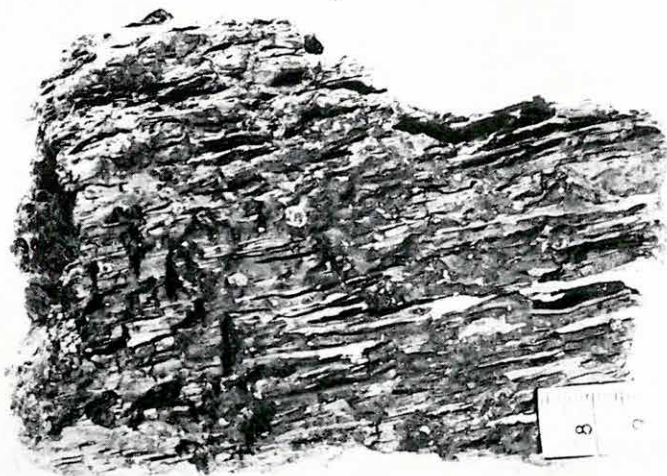


2. ábra. Durvaszemés piroxénandezit

Рис. 2. Грубозернистый пироксеновый андезит



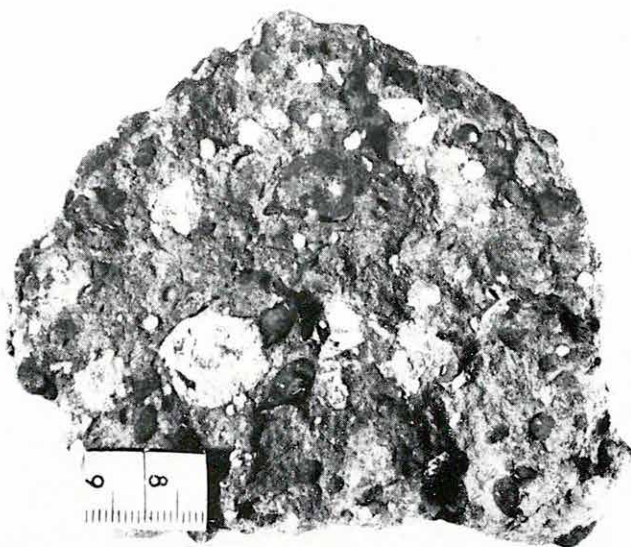
3. ábra. Hólyagos andezit, kovás bekérgeződéssel
Рис. 3. Пузырчатый андезит с кремнистой коркой



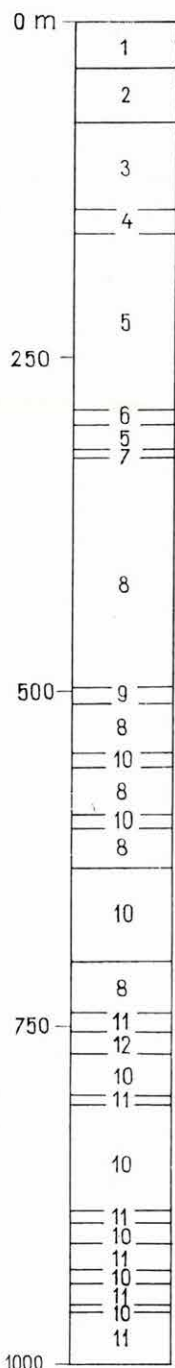
4. ábra. Megnyúlt, hólyagos andezit
Рис. 4. Вытянутый пузырчатый андезит



5. ábra. Salakos andezit
Рис. 5. Шлаковый андезит



6. ábra. Bontott mandulaköves andezit
Рис. 6. Разложенный миндалокаменный андезит



Az oligocén és eocén képződmények teljes hiánya igazolta azt a feltevést, hogy a feltolódás az oligocén végén történt, de az esetleg felvonszolt agyagos—márgás—homokos képződmények nyomtalanul lepusztultak a szárazföldre való rögről. A fúrás továbbiakban harántolta az ez ideig még nem kellően ismert diabáz összletet, aminek különbözőképpen elváltozott szakaszai agyagpala- és radiolaritrétegeket fognak közre. A következő feltárt képződmény a felszíni analógiák alapján középsőtriásznak vélt agyagpala, kovapala, mészkő- és homokkő-sorozat, mely egyedül álló az észak-magyarországi alaphegység-kutatás történetében (7. ábra). Az alaphegység képződményeit a fúrás 675 m hosszban harántolta, bár az eredeti helyzetből meredeken kibillentett rétegek miatt a valóságban átfúrt rétegek vastagsága mintegy 300—320 m-nek felel meg. A harántolt rétegek az egymást követő tektonikai szakaszok hatása következtében erősen összezúzottak, emiatt egyes szakaszok breccsás képet nyújtanak. A kőzet repedéseit főleg kalcit, kisebb mértékben kvarc, limonit és agyagásványok töltik ki. A diabáztömeg átalakulása egyes szakaszokon elérte a teljes serpentinesedést.

CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. terepi felvételi munkájához kapcsolódóan a hegység északi előteréről elkészítette a barnakőszén-összlet feküizohipszás térképét, a területen ismert kőszénkutató

7. ábra. A Cseresznyéstető 1. sz. alapfúrás szelvénye

1. Őde és oxidált piroxénandezit, 2. agyagásványosodott, lapillós andezittufa, 3. horzsaköves andezittufa (középső riolittufa) (1—3. tortonai), 4. agyagásványosodott alsó andezittufa, 5. agyagos—márgás aleurit, 6. átmosott, kavicsos riolittufa (4—6. helyi), 7. horzsaköves alsó riolittufa (burdigalái), 8. űde és serpentinesedett diabáz, kalciterekkel és fészkekkel (felsőkréta?), 9. vörös radiolarit-kovapala, 10. szürke és vörös agyagpala, helyenként kalcitrel, 11. sötétszürke, kalciteres mészkő, 12. középszemés, muszkovitos homokkő (9—12. középsőtriász ?)

Рис. 7. Разрез опорной скважины «Черешнестетё № 1».

1. Свежие и окисленные пироксеновые андезиты, 2. лапиллисодеждающий андезитовый туф с глинистой минерализацией, 3. пемзовые дащитовые туфы (средние риолитовые туфы) (1—3. тортон), 4. нижние андезитовые туфы с глинистой минерализацией, 5. глинисто—мергелистый алевроит, 6. перетолженный, гравелистый риолитовый туф (4—6. гелвет), 7. пемзовые нижние риолитовые туфы (бурдигаль), 8. свежие и серпентинизированные диабазы, с кальцитовыми прожилками и гнездами (верхний мел?), 9. красные радиолариты—кремнистые сланцы, 10. серые и красные глинистые сланцы, местами с кальцитовыми прожилками, 11. темносереые известняки с кальцитовыми прожилками, 12. среднезернистый, мусковитовый песчаник (9—12. средний триас?)

8. ábra. A recski perspektívikus érckutató mélyfúrások rétegtáblája

1. Felszíni törmelék (holocén), 2. foraminiferás agyagmárga, 3. márgás andezittufit (2—3. oligocén), 4. karbonátos, kovás biotit-amfibolandezit, 5. kovás andezittufa és tufit (4—5. eocén), 6. kovás, karbonátos agyagmárga, 7. kovásodott mészkő, 8. kalciteres mészmárga, 9. finomkristályos kvarcit, 10. kovás, karbonátos agyagpala, 11. ércsedett agyagmárga (6—11. triász)

Рис. 8. Стратиграфическая колонка перспективных глубоких скважин для поисков руд у с. Речк

1. Поверхностный обломочный материал (голоцен), 2. фораминиферные глинистые мергели, 3. мергелистые андезитовые туфиты (2—3. олигоцен), 4. карбонатные, кремнистые биотитамфиболовые андезиты, 5. кремнистые андезитовые туфы и туфиты (4—5. эоцен), 6. кремнистые, карбонатные глинистые мергели, 7. кремнистые известняки, 8. известковые мергели с кальцитовыми прожилками, 9. тонкокристаллические кварциты, 10. кремнистые, карбонатные глинистые мергели, 11. орудененные глинистые мергели (6—11. триас)



8. ábra — Puc. 8

fúrások adatai alapján. A térkép jól szemlélteti a burdigálai alsó riolittufa bonyolult egyenetlenségeit, bár ezek kialakulása jórészt nem elsődleges, hanem a széntelegeket is érintő tektonikai hatásokkal függ össze.

Elkészítettük a recski V., VI., VII. és VIII. sz. perspektívikus éreksutató mélyfúrások átfogó földtani és közettani anyagvizsgálatának dokumentációját. A részletes anyagvizsgálat igazolta a két vagy több szintben jelentkező ércesedést és azok jelentőségét. A Kelet-Mátra földtani felépítésével kapcsolatban is újabb adatok birtokába jutottunk, bár a megvizsgált fúrási anyagokban az eruptív összlet alatti üledékes szakaszokon meghatározható faunát nem találtunk. Újabb értékeléseink szerint a területen későbbben lemélyített fúrásokban (XII. és XIV. sz.) rossz megtartású *Nummulites* faj volt (MÉHES K. és JÁMBORNÉ KNESS M. közlése), melynek alapján a biotit-amfibolandezit fekvőjét alkotó agyagpala- és mészpalarétegeket az eocénbe sorolhatjuk. Megjegyzendő azonban, hogy felszíni feltárásban ilyen típusú eocén kifejlődést ezideig nem ismertünk (8. ábra).

VARGÁNÉ MÁTHÉ K. tovább folytatta a hegység közetváltozatainak genetikai és ásványtani vizsgálatát, különös tekintettel a tenger alatti lávaömlések és vízi lerakódású piroklasztikumok másodlagos átalakulásaira. Ezzel kapcsolatban kidolgozta és ásványtanilag bizonyította a beidellitisedés és másodlagos biotitosodás folyamatát a Mátra hegység DNY-i szegélyén.

A Nyugat-Mátra előterében telepített Pásztó 4. sz. térképező fúrás 67 m vastag pleisztocén törmelék alatt 133 m vastag, szakaszosan váltokozó, törmelékes összletet — homok és szárazföldi tarka agyag — harántolt, fás barnakőszén-csíkokkal. Utána mintegy 100 m vastag törmelékes — kavicsos és agyagos rétegekből álló — összlet következett, melyet a dél-mátrai analógiák alapján a szarmata emeletbe sorolhatunk.

A harántolt rétegek mindegyikében jelentős mennyiségű andezittörmelék volt. A rétegsor szakaszos jellegéből arra következtethetünk, hogy az üledékképződés időszakában a parton vagy annak közelében jelentős méretű andezittömeg volt felszínen. E magaslatokról a hevesebb és csapadékosabb időszakokban a torrens vízfolyások nagy mennyiségű andezittörmeléket sodortak le a parti régiókba. A durvatörmelék rétegek közötti finomszemcsés agyagos, illetve homokos padok lerakódása nyugodtabb időszakokat jelez.

E figyelemre méltó adatokat értékelve, az a meggyőződésünk, hogy a Mátra hegység kialakulása óta soha sem volt teljes egészében tengerrel elborítva, bár alsó-pannonbeli helyzete még tisztázatlan, mivel a szegélyi fúrások alsópannon képződményeket ez ideig nem harántoltak.

A fenti eredmények, valamint az osztály tagjai által szerkesztett 6 db 1:10 000-es térképlap összeállítása bizonyítja, hogy a hegység átfogó földtani vizsgálata és az elért eredmények közreadása jó iramban halad előre. Minden igyekezetünket arra fordítjuk, hogy a terepi térképezést 1967. év folyamán teljesen befejezzük és azután nagyobb lendülettel kezdünk a terület korszerű földtani térképsorozatának kiadásához, mely hosszú időn keresztül alapját képezheti a hegység egész területén végzendő földtani és gazdasági kutatásnak. A térképlapok szerkesztéséhez szükséges és zömében már rendelkezésünkre álló közettani, kémiai és egyéb vizsgálatok ezrei lehetővé teszik számunkra, hogy összeállítsuk a Mátra hegység teljes földtani monográfiáját, mely — úgy véljük — hosszú időre gyűjteménye lesz a hegységre vonatkozó földtani adatoknak és feltevéseknek.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
СЪЕМКИ ГОР МАТРА

ДЬ. ВАРГА

Разведочный отдел гор Матра продолжал и в 1966 г. детальные вулканологические и петрографические съемочные работы гор Матра. В этой работе принимали участие четыре сотрудника нашего института и один исследователь со стороны, которые исследовали свои участки с самой большой детальностью на картах в масштабе 1:5000. Район съемок охватывает середину западной части и северный край гор Матра.

При исследованиях было получено много научных результатов, которые способствовали успешному изучению гор, являющихся важной частью внутреннего вулканического кольца.

Полученные результаты явятся основными положениями «Геологической монографии гор Матра», которая будет составлена в последующие годы и закончит успешный разведочный этап в истории разведок гор Матра.

Большая часть возникших и соответственно не выясненных геологических проблем происходит из этого, что пирокластические и туфитовые слои данной области почти совсем не содержат фауну, поэтому разделение вулканических образований внутри гельветского и тортонского ярусов очень трудно. Очень плохая обнаженность гор затрудняет в очень большой степени корреляцию найденных в разных обнажениях вулканических кластических материалов. Большой проблемой является также выяснение условий образования отдельных лавовых формаций. Для обозначения существующих каверн в вулканах венгерские петрографы пользуются самыми разными именами. В ходе проведенной в горах Матра более чем десятилетней систематической работы мы составили номенклатуру, применимую, главным образом, для разновидностей андезитов, в которой мы разделили каверноносные андезиты на две части, в зависимости от того, являются ли каверны одновременными образованиям лав, или они возникли позже.

1. *Первичные каверноносные породы:* пузырьчатые андезиты, шлаковые андезиты, губчатые андезиты.

2. *Вторичные каверноносные породы:* пористые андезиты.

В 1966 г. в восточной части гор, в мезозойской глыбе, надвинутой вдоль «линии Дарно», мы пробурили 1000 метровую опорную скважину. Скважина пересекла полную толщу миоценовых образований, в том числе разные осадочные и вулканические свиты. Полное отсутствие олигоценовых и эоценовых образований подтвердило предположение, что надвиг имел место в конце олигоцена, и поднявшиеся глинистые, мергелистые, песчаные образования возможно были снесены с глыбы, превращенной в сушу. Дальше скважина пересекла мало известную до сих пор по разному измененную диабазовую толщу, включающую в себя слои глинистых сланцев и радиоларитов. Следующее пересеченное образование это — считающаяся среднетриасовой на основании поверхностных аналогий толща глинистых сланцев, известняков и песчаников, является единственной находкой при исследовании фундамента в северной Венгрии (рис. 7.). Пересеченные слои из-за наступивших друг за другом раз-

ных тектонических движений оказались сильно разрушенными, поэтому отдельные части имеют брекчиевидную текстуру. Изменение диабазовой массы достигло в отдельных местах полной серпентинизации.

Параллельно со своей полевой работой Е. Чиллаг-Теплански составила изогипсы подошвы буроугольной толщи северного предгорья гор Матра. Изогипсы хорошо показывают сложные неровности нижних бурдигальских риолитовых туфов.

Детальное изучение материалов перспективных рудоразведочных глубоких бурений № V, VI, VII и VIII в районе г. Речк выявило присутствие оруденения в двух или нескольких горизонтах и показало их значение. Получены новые данные в отношении геологического строения восточной части гор Матра. В изученных материалах скважин №№ XII и XIV в осадочных породах, залегающих под эруптивной толщей, найден плохо сохранившийся вид нуммулита (по сообщению К. Мехеш и М. Ямбор—Кнеши), на основании которого составляющие подошву биотито-амфиболо-андезитового слоя образования глинистых сланцев и известковистых сланцев можно отнести к эоцену (рис. 8.).

К. Варга-Мате продолжала генетические и минералогические исследования типов пород гор, уделяя особое внимание вторичным изменениям подводных лав и пирокластических пород, осажженных в водной среде.

Пробуренная в области переднего края западной части гор Матра съемочная скважина Пасто № 4 пересекла под плейстоценовым обломочным материалом мощностью 67 м также обломочную свиту, состоящую из чередующихся слоев песков и континентальных пестрых глин с прослойками лигнитов мощностью 133 м. За ней следует 100-метровая обломочная свита, состоящая из галечниковых и глинистых слоев, которая относится по аналогии пород южной Матры к сарматскому ярусу.

В каждом из пересеченных слоев оказалось значительное количество андезитовых обломков. Исходя из характера толщи можно сделать вывод, что во время осадконакопления на берегу или по соседству на поверхности находилась значительная андезитовая масса.

Анализируя эти заслуживающие внимания данные, мы убеждены в том, что район гор Матра со времени своего образования никогда не был полностью покрыт морем, хотя и положение его в нижнепаннонском веке до сих пор еще не ясно, поскольку скважины окраинных областей еще не пересекали нижнепаннонские отложения.

Вышеуказанные результаты и составленные сотрудниками отдела 6 листов карт масштаба 1:10 000 доказывают, что всеобщее геологическое исследование гор Матра и опубликование полученных результатов идут в хорошем темпе. Имеющиеся необходимые для составления геологических карт тысячи данных петрографических, химических и других исследований делают возможным составление полной геологической монографии гор Матра, которая, по нашему мнению, станет на долгие годы сборником геологических данных и гипотез района гор Матра.

A MÁTRASZENTIMRE 2. SZ. ALAPFÚRÁS FÖLDTANI EREDMÉNYEI

Írta: CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY ERIKA

Az alapfúrás tervezője, műszaki ellenőre és elsődleges makroszkópos feldolgozója DR. VIDACS ALADÁR volt. Feljegyzéseit e dolgozat összeállításánál messzemenően felhasználta.

A fúrás tervezése és kitűzése idején a hegység térképezése során már tisztázódott, hogy a Ny-i Mátrában az alacsonyabb térszínen észlelhető erős regionális hidrotermális hatások által lebontott — kovásodott—agyagásványosodott — piroxéndezit-összletre a magasabb térszínen (600—800 m felett) bázisosabb, üde, ún. „bazaltos” andezit települ. Ez a bázisosabb vulkáni összlet fiatalabb tortonai erupciós ciklus terméke.

A hegység Ny-i részében kifejlődött hidrotermális érces telérek mindenütt a bontott, kovásodott—agyagásványosodott andezitösszletben vannak. Kérdéses volt azonban, hogy az elbontott, ércesedett alsó andezitváltozat benyúlik-e az üde, bázisosabb andezitváltozat alá, vagyis van-e számottevő ércesedés a fedőandezittel borított terület mélyében is.

A tortonai andezitösszlet alatt — térképezési adatok alapján — dácittufa (középső riolittufa) helvétí slír, alsó riolittufa, oligocén homokkő és meszes—agyagos rétegek jelenlétére lehetett következtetni.

A felszíni térképezési adatokon kívül az 1960—61-ben mélyített Galyatető—Nyirjes 1. sz. fúrás a 293 m vastag tortonai középső rétegvulkáni piroxéndezit-összlet harántolása után 476 m tszf. magasságban dácittufába (középső riolittufába) jutott, majd a hegység Ny-i részéből már felszínről megismert helvétí andezitvulkanizmus nyomait tárta fel tufitos homokkő alakjában és 500 m mélységben (270 m tszf. mag.) helvétí slírben állt le.

Az 1962—63-ban mélyített Gyöngyösoroszi 2. sz. fúrás (KUBOVICS I. meghatározása alapján) a tortonai andezitösszlet alatt 862—898 m között (—352 ill. —388 m tszf. magasságban) harántolta a középső riolittufaszinttel feltételelesen azonosítható tufaszintet, mely alatt 71 m vastagságú helvétí rétegvulkános andezitösszletet tárt fel és 1115,70 m mélységben (—605,70 m tszf. mag.) helvétí slírben fejeződött be.

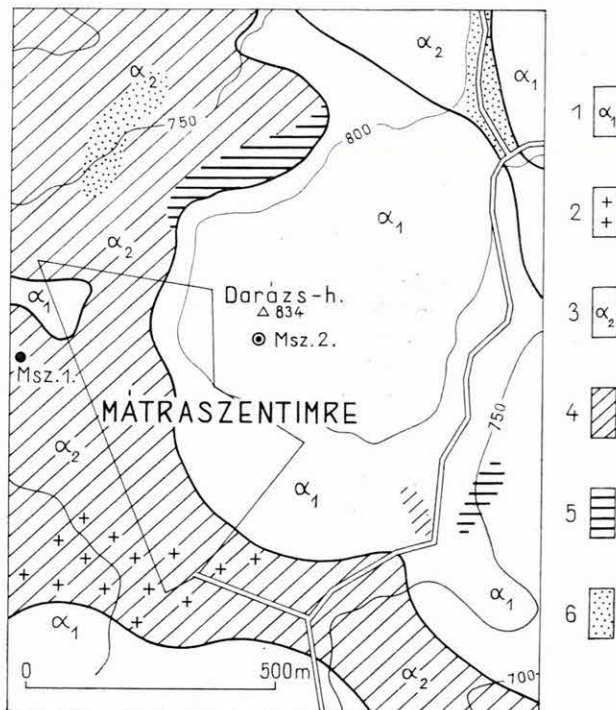
A fenti fúrási adatok alapján bizonyítást nyert, hogy a dácittufa (középső riolittufa) és a helvétí slír a hegység főtömege alatt is jelen van. A dácittufa és a tortonai rétegvulkános andezitösszlet határa a hegység É-i lejtőjén, Mátraszentlászló környékén, kb. 740 m tszf. magasságban észlelhető, ettől DK-re a Nyirjes 1. sz. fúrásban 476,7 m, a hegység középső részén, a Gyo. 2. sz. fúrásban pedig —352 m tszf. magas-

ságban van, tehát a hegység alatt kb. 10°-os D-i dőléssel települ. A felsorolt adatok alapján feltételezhettük, hogy a Mátraszentimre 2. sz. fúrás kb. 560 m mélységben a dácittufát eléri és ezt harántolva a hegység alatt települő üledékes kőzetösszetlet közel 650 m vastagságban feltárja.

A fúrás célja tehát kettős volt. Egyrészt a Mátra tortonai vulkáni összetételének további megismerése a hegység ÉNy-i főgerincén, különös tekintettel az andezitösszetlet vastagságának és az ércesedés mélységi viszonyainak tisztázására; másrészt

a mélyfekü kőzetek anyagának meghatározása és ezzel együtt annak tisztázása, hogy a nagybátányi medence széntelepei a hegység alatt is kifejlődtek-e.

A fenti célok elérése érdekében a fúrópontot olyan helyen kellett kitűzni, ahol a legfelső bázisosabb andezit megvan, de vastagsága aránylag kicsiny és alatta az elbontott, sztratovulkános andezitösszetlet jelenléte a felszíni képződmények alapján kétségtelennek látszik. Figyelemmel kellett lenni arra is, hogy a fúrás tengelye andezites vulkáni csatornával ne találkozzék. E követelményeknek a Mátraszentimre község melletti Darázshegy felelt meg, ahol a közelben 1956–57. évben végzett ércutató ferde mélyfúrás az ércetelér mellékkőzeteként szereplő bontott andezit feltárta és a felszíni térképezés e felett a bázisosabb, üde andezit jelenlétét is megállapította (1., 2. ábra).



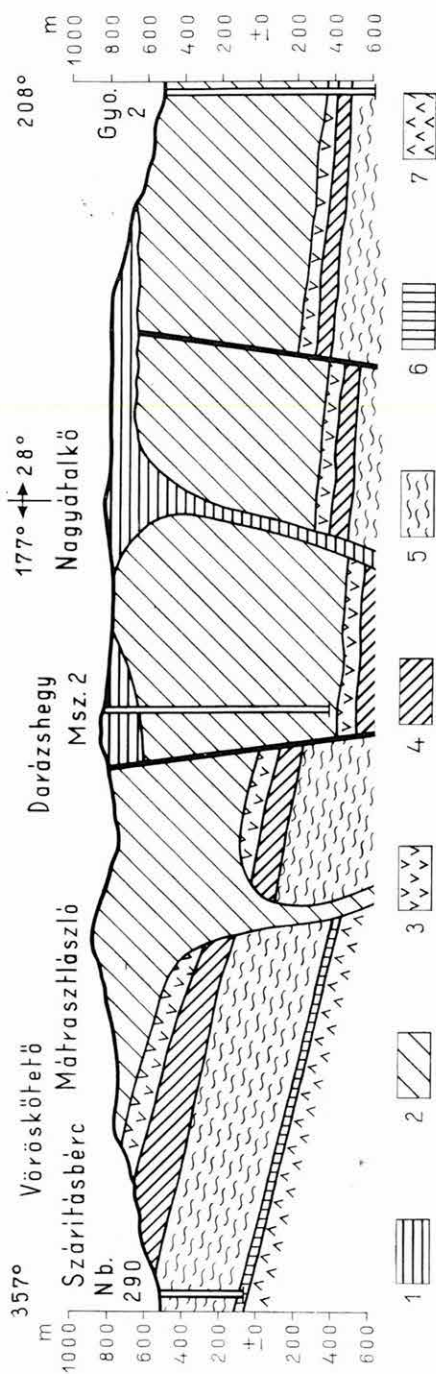
1. ábra. A Mátraszentimre 2. sz. fúrás helyszínrajza

1. Fedőandezit, 2. hidrotermális telértörmelék, 3. középső réteg-vulkáni piroxénandezit-összetlet, 4. kovásodás (szilikoandezit), 5. agyag-ásványosodás (hidroandezit), 6. kloritosodás (kloroandezit)

Abb. 1. Plan der Bohrung Mátraszentimre Nr. 2.

1. Hangendandezit, 2. hydrothermale Gangtrümmer, 3. mittlerer stratovulkanischer Pyroxenandesitkomplex, 4. Verkieisung (Silikoandezit), 5. Tonmineralisierung (Hydroandezit), 6. Chloritisierung (Chloroandezit)

A mátraszentimrei fúrás kitűzött célját csak részben érte el. Bebizonyította a tortonai andezites eruptív ciklus kettős tagolódását, a két andezitösszetlet között lepusztulási térszint tárt fel. A fedőandezittel borított terület alatt a középső réteg-vulkános andezitösszetletben számos ércnyomot, és 1131,6–1132,8 m között jelentős ércartalmú telért harántolva az ércesedés felszíni és mélységi kiterjedésének nagyfokú kiszélesítését is lehetővé tette. A hegység ÉNy-i részének szerkezeti viszonyairól alkotott elképzeléseket azonban nagymértékben módosította. A fúrás elérte a –376



2. ábra. A Mátraszentimre 2. sz. fúrás környékének elvi szelvénye

1. Fedőandezit-összet, 2. középső rétegvulkáni piroxéndandezit-összet, 3. dacitufa (1-3. tortonai), 4. alsó rétegvulkáni piroxéndandezit-összet, 5. csillamos, márgás aleurit (slir), 6. barnaköszentelepes rétegösszet (4-6. helvéri), 7. alsó riolitufa (burdigalai)

Abb. 2. Prinzipielles Profil der Umgebung der Bohrung Mátraszentimre Nr. 2.

1. Hangendandesitkomplex, 2. mittlerer stratovulkanischer Pyroxenandesitkomplex, 3. Dazituff (1. bis 3. Torton), 4. unterer stratovulkanischer Pyroxenandesitkomplex, 5. glimmerig-mergeliger Schluffstein (Schlier), 6. Braunkohlenkomplex (4. bis 6. Helvet), 7. unterer Rhyolithuff (Burdigal)

m-t a tengerszint alatt, de a dácittufát nem tárta fel, a tortonai középső rétegvulkáni piroxénandezitösszletben állt le. Tehát a hegység topográfiaiilag legmagasabb fekvésű főgerince alatt a rétegvulkánus piroxénandezitösszlet jelentősen kivastagodik, a dácittufa sokkal mélyebben települ, mint az a korábbi vizsgálati adatok alapján várható lett volna. A hegység aljzatának enyhe D-i dőlését az északi főgerinc alatt árkos beszakadás töri meg. A beszakadás felszíni és mélységi kiterjedésének pontos meghatározásához a rendelkezésre álló mélykutatási adatok még nem elégségesek; a dácittufa települési mélysége a hegység alatt csak a már említett pontokon ismert, ezek azonban több km-nyi távolságra vannak egymástól. A tektonizmus valószínűleg a fedőandezit képződése előtt ment végbe, erre utal az, hogy a felszínen, a térképezés során, tektonikai elemeket nem észleltünk. A törésvonalak valószínű helyének meghatározásához csupán a felszíni morfológia azon formáira támaszkodhatunk, melyek korábbi tektonizmus által preformált alakzatokra engednek következtetni.

A fúrás adatainak feldolgozása nagy lépéssel vitt elő a hegység szerkezeti megismerését, de ezzel együtt számos további, csak mélykutatással tisztázható problémára világított rá. Ezek megoldását nagymértékben elő fogja segíteni a Nógrádi Szénbányászati Tröszt által a hegység vulkáni tömege alá hajtandó nagybányai Alfa-tárho földtani adatainak feldolgozása, mely a fúrás környéke alá hatol.

A Msz 2. sz. fúrás összevont rétegsora

- 0,0— 6,2 m *Agyag*, andezitgörgeteges.
 6,2— 15,0 m *Augitandezit*törlemék, üde, sötétszürke.
 15,0—140,0 m *Augitandezit*, sötétszürke, helyenként gyengén agyagásványos—karbonátos.
 140,0—141,1 m *Augitandezit*, agyagásványosodott—limonitosodott.
 141,1—167,4 m *Andezittufa*, agyagásványosodott—kovásodott—karbonátosodott, lapillis.
 167,4—168,5 m *Augitandezit*, agyagásványosodott.
 168,5—177,5 m *Augitandezit*, sötétszürke, helyenként gyengén agyagásványos—karbonátos.
 177,5—182,0 m *Augitandezit*, agyagásványosodott.
 182,0—183,5 m *Andezittufa*, kovásodott—agyagásványosodott—karbonátosodott, lávaceppes.
 183,5—186,8 m *Andezit*, agyagásványosodott—karbonátosodott, nagyporfíros.
 186,8—195,0 m *Andezittufa*, kovásodott—agyagásványosodott; áthalmazódási jelleggel, sok törmeléken bontott andezitbeágyazással. (Egykori felszíni lefordási termék.)
 195,0—264,5 m *Andezittufa*, kovásodott, lapillis; 246—247 m között *érces* érhálózattal.
 264,5—285,0 m *Andezit*, agyagásványosodott—kovásodott; 267,5 és 267,6—267,75 m-nél *érces* erekkel.
 285,0—341,5 m *Andezittufa*, kovásodott—agyagásványosodott, lapillis.
 341,5—348,0 m *Andezit*, viszonylag üde.
 348,0—393,0 m *Andezittufa*, kovásodott.
 393,0—403,0 m *Andezit*, kovásodott.
 403,0—418,0 m *Andezittufa*, kovásodott, agglomerátumos.
 418,0—421,0 m *Andezit*, viszonylag üde, porfíros.
 421,0—453,0 m *Portufa*, változó mértékben kovásodott—agyagásványosodott, kristálytartalmú, andezitlapillikkal.
 453,0—534,0 m *Piroxénandezit*, viszonylag üde.
 534,0—538,0 m *Andezit*, zúzott, agyagásványosodott—kovásodott.
 538,0—553,0 m *Piroklasztikum* (vulkáni breccsa, agglomerátum, lapillis tufa), kovásodott—agyagásványosodott.
 553,0—556,0 m *Andezit*, kovásodott—agyagásványosodott—karbonátosodott.
 556,0—617,0 m *Andezittufa*, kovásodott—karbonátosodott, lapillis.

- 617,0—622,0 m *Andezit*, finomporfiros, kovásodott—agyagásványosodott.
 622,0—670,0 m *Andezittufa*, kovásodott, pirites, lapillis.
 670,0—679,0 m *Tufit*, lapillis, agyagos.
 679,0—684,0 m *Agglomerátumos tufa*, kovásodott—karbonátosodott.
 684,0—707,0 m *Andezit*, kovásodott—agyagásványosodott—karbonátosodott.
 707,0—708,0 m *Agglomerátum*, tufitos kötőanyagú, breccsa-zárványos.
 708,0—711,0 m *Andezit*, kovásodott—agyagásványosodott—karbonátosodott.
 711,0—759,5 m *Tufit*, agyagásványosodott—kovásodott—karbonátosodott, lapillis.
 723—724 m között *pirit*-feldúsulás és *szfalerites* érepettyezés.
 759,5—760,3 m *Portufa*, finomszemcsés, kovásodott—karbonátosodott.
 760,3—816,3 m *Andezit*, agyagásványosodott—kovásodott. 775 m-nél 3 cm-es *érces* ér;
 802 m-nél 5 cm-es *érces* ér; 802,1—803,9 m-ben kb. 80 cm-es *érces* telér.
 816,3—825,0 m *Tufit*, kovásodott—karbonátosodott, agyagos, helyenként lapillis.
 825,0—829,3 m *Andezit*, agyagásványosodott—kovásodott.
 829,3—842,4 m *Tufa*, kovásodott—karbonátosodott.
 842,4—844,6 m *Andezit*, viszonylag üde, kevés porfiros kristályt tartalmaz.
 844,6—851,0 m *Tufa*, kovásodott—karbonátosodott—agyagásványosodott, lapillis.
 851,0—854,7 m *Tufit*, kovásodott—karbonátosodott.
 857,0—862,2 m *Andezit*, erősen kovásodott—karbonátosodott—piritesedett.
 862,2—863,0 m *Portufa*, kovásodott.
 863,0—872,0 m *Andezit*, kovásodott—karbonátosodott, finomszemcsés.
 872,0—880,6 m *Tufit*, agyagásványosodott—kovásodott—karbonátosodott.
 880,6—944,8 m *Andezit*, kovásodott—karbonátosodott—agyagásványosodott, finomszemcsés.
 944,8—948,4 m *Andezit*, agglomerátumos; kevés tufás kötőanyaggal.
 948,4—965,0 m *Andezit*, viszonylag üde, finomszemcsés.
 965,0—980,0 m *Andezit*, agyagásványosodott—karbonátosodott—kovásodott, pirites.
 980,0—1085,0 m *Andezit*, viszonylag üde, finomszemcsés.
 1085,0—1099,0 m *Andezit*, agyagásványosodott—karbonátosodott—kovásodott; 1098,3 m-nél sűrű *érces* érhalózat.
 1099,0—1103,0 m *Andezit*, viszonylag üde, finomszemcsés.
 1103,0—1105,2 m *Andezit*, kovásodott—agyagásványosodott.
 1105,2—1127,8 m *Andezit*, viszonylag üde, finomszemcsés.
 1127,8—1163,0 m *Andezit*, kovásodott—agyagásványosodott. 1127,8 m-nél *érces* érhalózat; 1131,6—1132,8 m között *érces* telér; 1133,2—1136,2 m között *érces* érhalózat; 1159,8—1160,1 m között *érces* ér; 1162,2—1162,4 m között *érces* érhalózat.
 1163,0—1168,0 m *Andezit*, viszonylag üde.
 1168,0—1200,0 m *Andezit*, kovásodott—agyagásványosodott—karbonátosodott. 1168,0 m-nél *érces* érhalózat; 1168,5 m-nél 2—3 cm-es *érces* ér; 1170,4—1170,6 m között *érces* érhalózat; 1184,4—1185,0 m között *érces* érhalózat; 1190,3—1190,7 m között *érces* érhalózat.

Kőzettani jellemzés

Középső rétegvulkános piroxénandezit-összlet

A Mátra hegység tortonai andezitvulkanizmusának idősebb tagja a középső rétegvulkános piroxénandezit-összlet. A felszíni vizsgálatok és fúrások (Galyatető-Nyírjes 1. és Gyöngyösoroszi 2.) alapján megállapítható, hogy a helvétii—tortonai határát jelző dácittufára (középső riolittufára) települ. Nagy vastagságú, változatos kifejlődésű láva- és tufaképződményekből álló vulkáni összlet.

A Mátraszentimre 2. sz. fúrás 16 piroklasztikum- és ugyanannyi lávaszintet harántolt. Ezek vastagsága erősen ingadozó, a tufarétegeké 0,8—69,5 m, a lávaképződményeké 2,2—85,0 m közötti, ugyanakkor a fúrás 948,4 m-től 1200 m-ig össze-

függő andezittestben haladt, melyet azonban a fúrás talpáig sem harántolt. Az egész kőzetösszetétel igen erősen bontott, agyagásványosodott—kovásodott—karbonátosodott, az átalakulás — különösen a tufában — nemcsak az egyes porfíros ásványokat, hanem a kőzet szövetét is elroncsolta. Csak ritkán találhatók olyan lávapadok, melyek anyaga viszonylag üde maradt, s így a kőzet szöveze és az ásványok többé-kevésbé felismerhetők. Az egyes kőzetkifejlődések leírásánál csak ezekre a viszonylag üde andezitszintekre támaszkodhatunk, az erősen bontott kőzetváltozatok eredeti jellemzőit ma már nem igen határozhatnánk meg. Az erős elbontás következtében a lávapadok és a tufaszintek azonosítása nem lehetséges, s az sem állapítható meg, hogy a fúrásban harántolt képződmények mely felszínen található kőzetváltozatnak felelnek meg.

A középső rétegvulkáni összlet — fúrással feltárt — legidősebb képződménye a 948,4—1200 m között harántolt összefüggő lávatest, melyen belül öt, viszonylag üde és ugyanannyi erősen bontott lávaszint különböztethető meg. Ez utóbbiak (1168—1200, 1027,8—1163, 1103—1105,2, 1085—1099 és 965—980 m közötti mélységben) elbontása — az alsóbb szintekben elsősorban kovásodás, a felsőbbekben agyagásványosodás — olyannyira előrehaladott, hogy a szöveti jelleget teljesen elfedi, hovatartozásuk nem határozható meg. A viszonylag üde andezitszintek kőzete kétféle kifejlődésű. 1163—1168, 1099—1103 és 948,4—965 m között az alapanyag a kőzet anyagának kb. 80%-át alkotja, közepes mennyiségű 0,1 mm-es földpáttút tartalmaz. A porfíros kristály kevés, 1 mm-nél kisebb plagioklász. Piroxén nem ismerhető fel. 1163—1168 m között a plagioklászok nagysága 2 mm-ig terjed. 980—1085 és 1105,2—1127,8 m között a viszonylag üde andezit alapanyaga azonos orientációjú halmazpolarizációs mezőkre osztott, közepes mennyiségű 0,1—0,4 mm-es földpát és kevesebb bontott piroxénkristályt tartalmaz. A porfíros kristályok többsége 0,5—1,5 mm-es plagioklász és kevesebb bontott piroxén. 1020 m körül az augitkristályok gyakran felismerhető állapotban maradtak.

844,6—948,4 m között változatos, erősen bontott kőzetösszetétel tárt fel a fúrás, mely bontott andezit és andezittufa többszöri váltakozásából áll, 872—880,6 m között tufitos közbetelepüléssel. Az andezit egyes kevésbé bontott részeinek alapanyaga a tufitos közbetelepülés felett azonos orientációjú halmazpolarizációs mezőkre osztott, kevés finom (század milliméteres) földpátkristályt tartalmaz. A tufitos közbetelepülés alatt a kőzet alapanyaga durván kristályos, 0,1—0,4 mm-es tús, gyakran táblás földpátkristályokból áll. A porfíros elegyrészek közül mindkét kőzetváltozatban csak az 1,5 mm-nél kisebb plagioklászok kristályok ismerhetők fel.

842,4—844,6 m között viszonylag üde andezit települ, melynek szöveze élesen elhatárolódik mind a felette, mind az alatta harántolt andezitétől. A kőzet alapanyaga fluidális elrendeződésű, 0,1—0,2 mm-es igen vékony földpáttúkból áll, porfíros kristályai: kevés 1 mm-nél kisebb plagioklász. Piroxén nem ismerhető fel.

670,0—842,4 m között igen változatos, erősen elbontott kőzetösszetétel harántolt a fúrás. Andezittufa- és tufitrétegek váltakoznak andezitpadokkal. Az erős elbontás következtében az egyes kőzetek ásványos és szöveti sajátosságai elmosódtak, a tufitok kevés koptatott kvarcsemcsét tartalmaznak, a lávakőzetről egyes kevésbé bontott helyeken megállapítható, hogy a felette települő (453—534 m közötti) andezithez hasonló, azonban annál kevesebb porfíros kristályt tartalmaz.

A következő erupciós ciklus 453—670 m között követhető. 453,0—534,0 m között viszonylag üde andezit települ, alapanyaga a kőzet anyagának kb. 65%-a, azonos orientációjú halmazpolarizációs mezőkre osztott. Sok, 0,1 mm körüli tús és

tablás földpátkristályt tartalmaz. A porfiros kristályok nagysága 0,1–1,5 mm. Többségük plagioklász, de sok a piroxén is. Ez utóbbiak karbonátosodtak—agyagásványosodtak—kloritosodtak, eredeti összetételük nem határozható meg. 534–670 m között még három erősen bontott, de hasonló szöveti jelleget sejtető andezitszintet és három lapillist, bontott tufaréteget tartalmaz.

195–453 m között a középső rétegvulkáni összlet fúrással harántolt felső szintjeiben az andezit alapanyaga sok, a kőzet anyagának kb. 80%-a. Közepes mennyiségű, század-milliméteres földpáttút tartalmaz. A porfiros kristályok közül a 0,2–0,4 mm-es plagioklász üde, a nagyobb, 1–2 mm-es gyakran bontott, karbonátosodott—kovásodott. Piroxén nem ismerhető fel, egykori jelenlétükre karbonátos—agyagásványos—kloritos gócek piroxén alakra emlékeztető foltjai utalnak. Ez az andezitváltozat két viszonylag üde lávapadban (341,5–348,0 és 418,0–421,0 m között) észlelhető. 341,5 m-ig a fúrás a középső rétegvulkános összleten belül két tufaszintet és közöttük egy igen erősen bontott, de hasonló szöveti jellegeket mutató lávapadot harántolt, 341,5 és 418 m között szintén két tufaréteg és közöttük egy bontott, de a fentiekhez hasonló szövetű lávapad települ.

A négy tufaszint az andezitnél is erősebben bontott, kovásodott—karbonátosodott, eredeti ásványos elegyrészei nem ismerhetők fel, a lapillik körvonala is gyakran elmosódott. Az azonos szöveti jellegek alapján valószínűsíthető, hogy a 195,0–453,0 m között települő 4 tufaréteg és 4 lávaszint azonos erupciós ciklus terméke.

1. táblázat

Kémiai elemzések

	100–200 m	168,5— —177,5 m	485,0 m	917,0 m	1060,0 m	1120,0 m	1163,8 m
SiO ₂	53,73	52,40	56,77	57,73	57,12	57,31	57,69
TiO ₂	0,88	1,03	0,91	0,84	0,88	1,06	0,82
Al ₂ O ₃	18,86	18,90	18,55	17,54	17,80	17,85	17,47
Fe ₂ O ₃	1,38	2,11	1,93	0,56	0,88	0,81	0,26
FeO	5,45	4,71	4,89	5,92	5,72	6,37	6,28
MnO	0,16	0,15	0,28	0,16	0,13	0,18	0,16
MgO	3,18	3,30	1,77	1,78	2,01	1,96	1,37
CaO	9,02	9,28	6,07	6,67	7,00	6,23	6,52
Na ₂ O	2,28	1,86	2,40	2,04	2,38	2,74	2,28
K ₂ O	1,88	1,67	2,25	2,40	2,74	1,98	2,31
—H ₂ O	0,76	1,46	0,31	0,24	0,16	0,33	0,10
+H ₂ O	1,98	2,43	2,15	1,84	0,97	1,46	2,01
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,16	0,17	0,08	0,17	0,19
CO ₂	0,16	0,36	0,86	1,75	1,51	1,18	1,97
S	0,06	nyom	0,93	0,21	0,96	0,34	0,89
Összesen	100,00	99,87	100,23	99,85	100,34	99,97	100,32
—O	0,03		0,46	0,10	0,48	0,17	0,40
	99,97		99,77	99,75	99,86	99,80	99,92

Elemző: MÁFI Vegyi Labor. NEMES L.-NÉ—SOHA I.-NÉ 1966.
1060 m-ből SOHA I.-NÉ—JANKOVITS L. 1965.

A középső rétegvulkános összlet andezitje a változatos szöveti jellegek ellenére kémiai egységes összetételű, a fedőandezitnél savanyúbb kőzet (1. sz. táblázat). Erre nemcsak magasabb SiO_2 tartalma, hanem 2%-nál kisebb MgO és 6–7%-os CaO tartalma is utal. Figyelembe véve átlagosan 1–2%-os CO_2 tartalmát, mely a fedőandeziténél kevesebb CaO (esetleg MgO) tartalmának egy részét is karbonát alakjában leköti, az eruptív eredetű ásványok alkotásában résztvevő kalcium és magnézium mennyisége még kevesebb lehet. Figyelemre méltó a fedőandeziténél nagyobb K_2O tartalom, mely helyenként meghaladja a Na_2O mennyiségét is és valószínűleg utólagos, a hidrotermális folyamatokkal kapcsolatos kálium-feldúsulásra vezethető vissza.

Sötétszürke piroxénandezit- (fedőandezit) összlet

A Mátra hegység tortonai andezitvulkanizmusának legfiatalabb képződménye a sötétszürke piroxénandezit- (fedőandezit) összlet. A hegység területén a felszínen általában 600 m, a Mátrabérc–Galyatető–Kékes-vonulat környékén 800 m tszf. magasság felett követhető. A tortonai középső rétegvulkános piroxénandezit-összlet erodált térszínére települ. A két tortonai andezite ciklus közötti lepusztulási időszak áthalmozott andezittufából és andezittörmelékéből álló képződményét a fúrás 186,8—195,0 m között harántolta. A fedőandezit-összlet a hegység középső részén ÉNy—DK-i irányú hasadékok mentén nyomult felszínre, és ebből kiindulva 200 m-t meg nem haladó vastagságú takarót alkotott. Az idősebb tortonai andezites vulkáni ciklussal ellentétben túlnyomóan lávaképződményeket szolgáltatott. A fedőandeziten belül is több kőzettípus különíthető el, ezek — a felszíni vizsgálatok alapján — alulról felfelé haladva: augitos hiperszténandezit, hiperszténés augitandezit és augitandezit kevés olivinnel. A fúrás ebbe a képződménycsoportba tartozó három lávapadot és két tufaréteget harántolt.

A három lávaszint kifejlődése egymástól eltér. A legalsó fedőandezit-lávaszint (183,5—186,8 m) anyaga erősen bontott, agyagásványosodott—karbonátosodott, kovásodott, eredeti szöveti képe elmosódott.

A középső fedőandezit-lávaszint (167,4—182,0 m) alapanyaga a kőzet anyagának kb. 60%-a, csaknem holokristályos, 0,01 mm-es piroxén és xenomorf földpátkristályokból áll. A porfiros kristályok között két generáció különböztethető meg. Gyakoribb a 0,2—1 mm-es kristálygeneráció, melyet plagioklász és augit, ritkán hipersztén alkot, ritkább az 1—4 mm-es, mely plagioklász és augitkristályokból áll.

A felső fedőandezit-lávaszint (15—141,1 m) anyaga hasonló a középső andezitszintéhez, alapanyagának mennyisége azonban kb. 20%-ra csökken, a kőzet legnagyobb részét a 0,2—1 mm-es kristálygeneráció egyedei alkotják.

A tufarétegek közelében 1—4 m vastagságban a felső andezitszintek anyaga is bontott, agyagásványosodott.

A fúrásban harántolt felső és középső lávaszint anyaga mind ásványos (keves hipersztént tartalmazó augitandezit) mind kémiai összetétele (1. sz. táblázat) alapján (52—53% SiO_2 , 3% MgO) a Nyesettvár felszínről ismert andezitjével azonosítható. Felszíni vizsgálatok alapján a Nyesettvár kőzete a fedőandezit-összlet felső szintjeibe sorolható, átmenetet képez a hiperszténés augitandezitből a legfiatalabb, olivines andezitbe (Galyatető). A fúrásban harántolt alsó andezitszint a felszíni képződményekkel — erős bontottsága miatt — nem azonosítható. Feltételezhető, hogy a

fedőandezit-láwapadok alsóbb szintjeit, a hiperszténés augitandezitet, esetleg az augitos hiperszténandezitet képviseli.

A felső és középső lávaszint között átfúrt tufaréteg (141,1–167,4 m) erősen bontott, agyagásványosodott—karbonátosodott—kovásodott. Sok andezittörmelék-tartalmaz, ezek nagysága néhány tízed mm-től 5 cm-ig terjed. Az elbontás következtében a plagioklász és piroxén sem a tufaanyagban, sem a lapillikban nem ismerhető fel, csak a porfíros kristályok körvonala látható. A törmelékanyag szegélye is gyakran elmosódott, az andezitlapillik szövete nem határozható meg, így az sem állapítható meg, hogy anyaguk a tufaszint alatt vagy felett települő andezittel azonosítható-e. Az alsó tufaréteg (182,0–183,5 m) az előbbihez hasonlóan bontott, azonban annál kevesebb törmelékanyagot tartalmaz.

A fedőandezitösszlet tufarétegeinek elterjedése a felszínen igen korlátozott. A fúrás környékén csak két kis kiterjedésű foltban, a Nagyátalkőtől D-re és a Piskés-tető D-i lejtőjén észlelhető. Valószínűleg szélesebben elterjedt, a vastag törmelék-takaróval borított területen azonban a könnyebben málló, széteső andezittufa még törmelékben sem jut felszínre.

A fúrással feltárt érces képződmények

A mélyfúrás a középső rétegvulkános piroxénandezit-összletben számos érces érhálózatot, érces hintést tárt fel (2., 3. sz. táblázat).

246–247 m között kovásodott lapillis andezittufában néhány mm-es vastagságú érhálózatban galenit, kevés szfalerit, pirit, markazit, kvarc, dolomit ismerhető fel.

267,5 és 267,6–267,75 m-ben agyagásványosodott—kovásodott andezitben kb. 5 cm vastagságú galenit és világos szfalerit tartalmú érces erecske húzódik.

270–720 m között szabad szemmel észlelhető ércfeldúsulást a fúrás nem harántolt. Színképelemzéssel azonban számos Pb, Zn és As nyom mutatható ki.

2. táblázat

Érc-elemzések

m	Pb%	Zn%	Cu%	Fe%	S%	As%	Sb%
1098,3—1098,5	0,083	0,011	0,018	3,16	2,60	1,40	0,040
1131,6—1132,8	0,470	6,536	0,245	20,80	24,20	10,00	0,160
1133,2—1133,5	0,039	0,089	0,007	3,64	1,65	0,90	0,01
1133,5—1133,8	0,168	0,363	0,007	3,49	1,87	1,20	0,016
1133,8—1134,2	0,486	0,604	0,024	2,98	1,69	1,15	0,016
1134,2—1136,5	0,123	0,331	0,008	4,16	2,28	0,75	0,01
1159,8—1160,8	0,155	0,142	0,005	5,63	4,66	0,40	0,01
1162,2—1162,4	0,052	0,265	0,006	5,49	5,78	0,25	0,01
1168,5	0,052	0,089	0,005	4,69	3,80	0,05	0,01
1168,7	0,246	0,333	0,003	7,24	7,55	0,40	0,01
1190,3—1190,7	0,083	0,099	0,004	4,83	5,33	0,25	0,01

Elemző: MÁFI Vegyi Labor. EMSZT M., SOHA I.-NÉ, ZENTAI P.

Az elemzések a jelzett mélységből vett átlagminták (hosszában elfűrészelt fúrómagok) fémtartalmát mutatják.

A fúrással feltárt érces képződmények

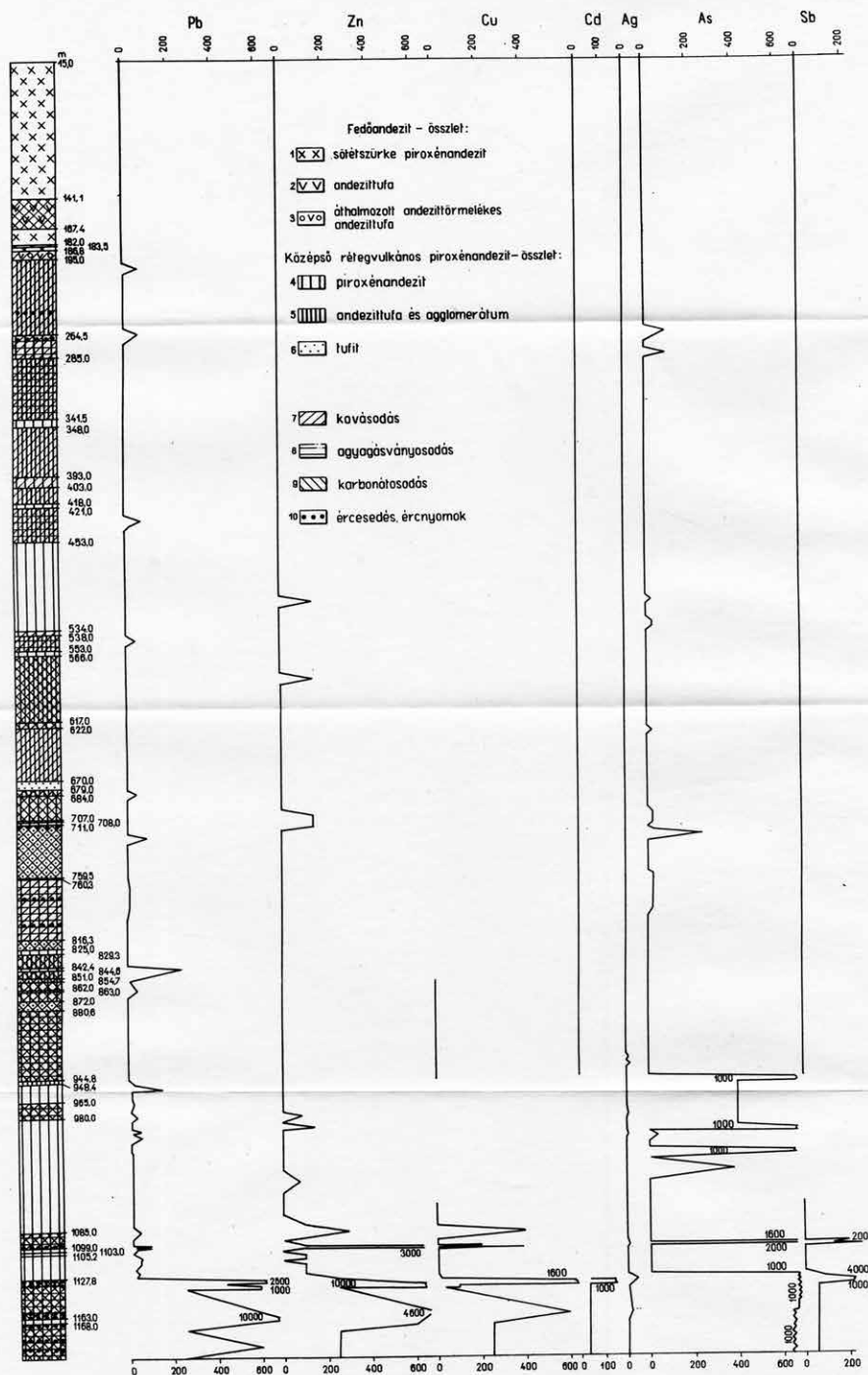
Mélyiség m	Mellékkőzet	Megjelenés	Makroszkópos ércartalom	Vegyelemzés				
				Pb%	Zn%	Cu%	As%	Sb%
460,2—247,0	Kövásodott lapilis andezittufa	mm vastagságú érhálózat	Galenit, kevés szfalerit, pirít, markazit					
267,5 267,6—267,75	Agyagásványosodott—kovásodott andezit	5 cm-es érces ér	Galenit, világos szfalerit					
270,0—720,0		Pb, Zn, As nyomok szinkepelemzésben						
723,0—724,0	Agyagásványosodott—kovásodott tuffit	Hintett ércesedés	Szfalerit, ércpennyés, pirifeldúsulás					
775,0	Agyagásványosodott—kovásodott andezit	3 cm-es érces ér, kalcitos érhálózat	Galenit, pirít, kevés sötét szfalerit, kalkopirit					
802,0	Agyagásványosodott—kovásodott andezit	5 cm-es telérke, 1—2 cm-es dűserccel	Világosbarna szfalerit, galenit, kevés wurtzit, kalkopirit					
802,1—803,1	Agyagásványosodott—kovásodott andezit	Kalcitos hézagkitöltés hintett ércel	Galenit—szfalerit ércpennyés					
803,1—803,9	Agyagásványosodott—kovásodott andezit	0,8 m-es telér, breccsán morzsoltt ércel	Wurtzit, szfalerit, kalkopirit, kevés galenit					
804,0—1098,0		Pb, Zn, As, Cu, Ag nyom szinkepelemzésben						
1098,3	Agyagásványosodott—karbonátosodott andezit	50 cm-es szakaszon sűrű érces érhálózat	Sötét szfalerit, galenit, fakóérc, kalkopirit	0,083	0,011	0,018	1,40	0,040
1100,0—1124,0								
1127,8	Kövásodott—agyagásványosodott andezit	Pb, Zn nyom szinkepelemzésben	Galenit, szfalerit					
1131,6—1132,8	Kövásodott—agyagásványosodott andezit	Dűserces telér	Szfalerit, wurtzit, galenit, kalkopirit	0,470	6,536	0,245	10,0	0,160
1133,2—1133,5				0,030	0,089	0,007	0,90	0,01
1133,5—1133,8				0,168	0,363	0,007	1,20	0,016
1133,8—1134,2				0,486	0,604	0,024	1,15	0,016
1134,2—1136,5				0,123	0,331	0,008	0,75	0,01
1150,8—1160,8	Kövásodott—agyagásványosodott andezit	Kalcitos—érces érhálózat	Galenit—szfalerit, kalkopirit	0,155	0,142	0,005	0,40	0,01
1162,2—1162,4				0,052	0,265	0,006	0,25	0,01
1168,5				0,052	0,089	0,005	0,05	0,01
1168,7				0,246	0,333	0,003	0,40	0,01
1190,3—1190,7				0,083	0,099	0,004	0,25	0,01
1200,0	Kövásodott andezit	Pb, Zn, As, Sb, Cu, Ag nyom szinkepelemzésben						

Elemző: MÁTYI Vegyi Labor. Emszt M., Soha I.-né, ZENTAI P.
Az elemzések a jelzett mélységből vett átlagminták fémtartalmát adják

Mátraszentimre 2.sz. földtani alapfúrás rétegsora és nyomelemtartalma

I.

Szerkesztette: Csillagné Tépánszky E.



723—724 m között agyagászványosodott—kovásodott—karbonátosodott tufitban hintett ércesedés, szfalerit ércpettyezés figyelhető meg piritfeldúsulás kíséretében.

775 m-nél agyagászványosodott—kovásodott andezitben 3 cm-es érces erecske észlelhető, ércartalma galenit, pirit, kevés sötét szfalerit, kalkopirit. Az érces érkörnyezetében vékony kalcitos érhálózat járja át a kőzetet.

802 m-nél agyagászványosodott—kovásodott andezitben 5 cm-es telérke észlelhető, melyben 1—2 cm-es dúsérces csík világosbarna szfaleritet, galenitet, továbbá kevés wurtzitot és kalkopiritet tartalmaz.

802,1—803,1 m között kalcitos hézagkitöltés volt hintett galenit és szfalerit ércpettyezéssel.

A 803,1—803,9 m között kb. 0,8 m vastagságú telér breccsában töredezett wurtzit, szfalerit, kalkopirit, kevés galenit, nyomokban kalkozin és kovellin-tartalommal.

804—1098 m között szabad szemmel ércesedés nem észlelhető. A kőzet színeképvizsgálata azonban a számos, ércesedésre utaló nyomelem-dúsulás jelenlétét mutatta ki.

1098,3 m-nél agyagászványosodott—karbonátosodott—kovásodott andezitben kb. 50 cm-es szakaszon sűrű kovás—érces érhálózatot harántolt a fúrás. Ércartalma sötét szfalerit, galenit, fakóérc, kalkopirit.

1100—1124 m között szabad szemmel látható ércnyomokat a kőzet nem tartalmaz. Színeképelemzéssel Pb és Zn mutatható ki.

1127,8 m-nél kovásodott—agyagászványosodott andezitben kalcitos érhálózatban fészkesen galenit és szfalerit észlelhető.

1131,6—1132,8 m között dúsérces, szfalerit, wurtzit, galenit, kalkopirit-tartalmú telért harántolt a fúrás.

1133,2—1190,7 m között a bontott, kovásodott—agyagászványosodott andezitet sok helyen járja át kalcitos—érces, galenit—szfalerit—kalkopirit-tartalmú érhálózat.

1200 m-nél a kovásodott andezit Pb, Zn, As, Sb, Cu, Ag nyomokat tartalmaz.

A fúrásban harántolt ércnyomok szélesen elterjedt, diszpergált ércesedésre utalnak, melyek egységes, felnyílt hasadékköltés helyett vékony erecskében járnak át, illetve szabad szemmel nem látható módon impregnálják a kőzetet. Az erekben koncentrációzott ércvezetés fémtartalma sem éri el a műrevalóság határát. Jelentősebb ércesedés csak 1131,6—1132,8 m-ben mutatkozott, 7,251% Pb+Zn+Cu és 10,00% As-tartalommal. Ezt a kb. 80 cm-es dúsérces telért azonban —308 m tengerszint alatti magasságban harántolta a fúrás, a gyöngyöSOROSZI altárószint alatt több mint 700 m-rel. Gazdasági értéke így — mélységénél fogva — alárendelt, jelentősége azonban ennek ellenére nagy, mivel azt bizonyítja, hogy az altárószint alatti ilyen tetemes mélységben Mátraszentimre környékén még mindig műrevaló ércesedéssel kell számolni (I. melléklet).

IRODALOM

- KUBOVICS I. 1964: Jelentés a GyöngyöSOROSZI 2. sz. fúrás kőzettani-geokémiai vizsgálatáról. — Kézirat.
- NOSZKY J. ID. 1929: A Mátra hegység geomorphológiai viszonyai. — Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. Kiadv.
- SCHRETER Z. 1940: Nagybátony környéke. — Magy. Tájak Földt. Leírása.
- VARGA GY. 1936: A Mátra hegység fejlődéstörténetének vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 389—402.
- VIDACS A. 1961: A mátraszentimrei érckutató ferde mélyfúrás. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról, pp. 77—84.

- VIDACS A. 1964: A Mátra hegység részletes ércföldtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, pp. 419–430.
- VIDACS A. 1964: A Mátra hegység középső részének vulkanológiai szerkezete. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 273–292.
- VIDACS A. 1964: A nyugat-mátrai ércutatók összefoglaló értékelése. — Kézirat, MÁFI Adattár.

GEOLOGISCHE ERGEBNISSE DER BASISBOHRUNG MÁTRASZENTIMRE Nr. 2

von

E. TEPLÁNSZKY-CSILLAG

Die zwischen Juli 1963 und September 1965 abgeteufte Basisbohrung bezweckte die Ermittlung der Fragen der Grosstektonik des westlichen Teils des Mátra-Gebirges. Auf Grund der vorliegenden Angaben (Bohrung Galyatető–Nyírjes Nr. 1, Gyöngyösoroszi Nr. 2. Kartierung der Tagesoberfläche), war es zu erwarten, dass die Mächtigkeit des Andesitkomplexes in der Umgebung von Mátraszentimre ungefähr 560 m ausmachen würde. Die Ausbildungsverhältnisse des Dazituffes (mittlerer Rhyolithuff), des helvetischen Andesits und des sedimentären Schichtenkomplexes (Schlier, kohlenführende Schichtgruppe) unter der eruptiven Masse des Gebirges waren auch zu klären.

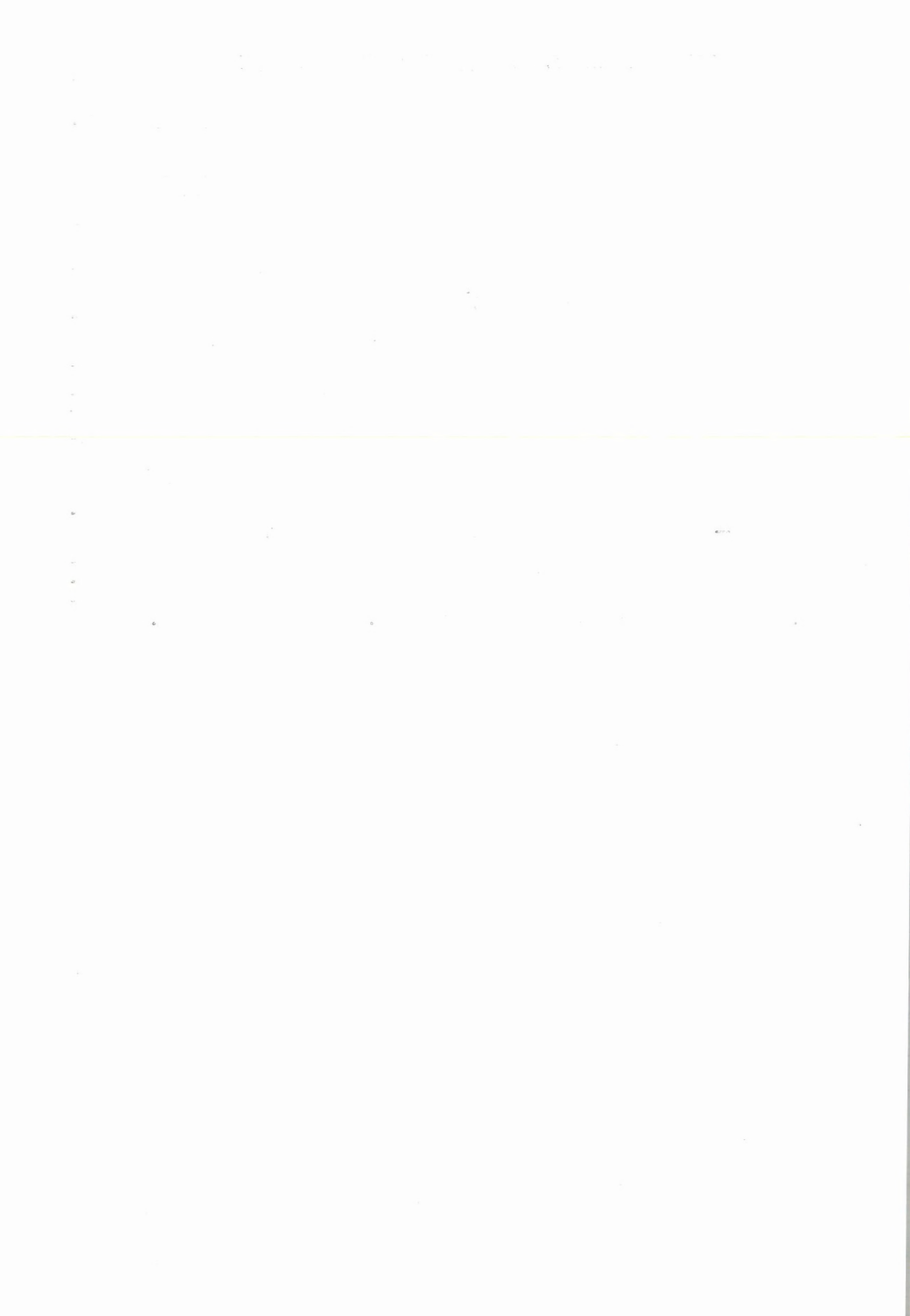
Die Basisbohrung hat unsere Vorstellungen über die strukturellen Verhältnisse des nordwestlichen Teils des Gebirges stark geändert. Sie hat die beiden Glieder des tortonischen Komplexes des Mátra-Gebirges — den Deckandesitkomplex und den mittleren stratovulkanischen Piroxänandesitkomplex erschlossen. Der Deckandesitkomplex besteht zwischen 0,00–186,8 m aus drei Augitandesit-Horizonten und aus dazwischen gelagerten zwei Tuffschichten. Zwischen dem Deckandesit und dem mittleren stratovulkanischen Komplex im Intervall 186,8–195,0 m hat die Bohrung die aus umgehäuften Andesituff und aus Andesittrümmern bestehenden Produkte einer zwischen zwei Eruptionszyklen eingesetzten Abtragungsperiode durchteuft. Darunter ging die Bohrung bis zu einer Tiefe von 1200 m im stratovulkanischen Komplex, und teufte 16, zum überwiegenden Teil stark zersetzte, tonmineralisierte, verkieselte, karbonatisierte, pyroklastische Horizonte variierender Mächtigkeit und ebenso viel Lava-Horizonte von gleicher Erhaltung durch. Sie reichte bis —376 m u.d. M. hinab, doch erreichte sie den Dazituff nicht, sondern hielt sie im tortonischen mittleren stratovulkanischen Pyroxenandesit. Der stratovulkanische Pyroxenandesitkomplex wird nun unter dem topographisch höchsten Hauptkamme des Gebirges bedeutend mächtiger, der Dazituff lagert viel tiefer, als es auf Grund der vorigen Untersuchungsangaben zu erwarten war. Das leichte Einfallen des Liegenden des Gebirges nach S wird unter dem nördlichen Hauptkamme durch einen Grabenbruch unterbrochen. Zur genauen Bestimmung der Oberflächen- und Tiefenverbreitung dieses Grabenbruchs sind die bisherigen Tiefenuntersuchungsangaben jedoch nicht genügend. Der Tektonismus ging wahrscheinlich der Entstehung des Deckandesits voran, das auch dadurch bewiesen wird, dass er im Laufe der Kartierung der Oberfläche nicht beobachtet werden konnte. Die wahrscheinliche Stelle der Bruchlinien kann nur unter Berücksichtigung derjenigen Formen der Oberflächen-

morphologie bestimmt werden, die es gestatten, auf durch einen früheren Tektonismus angelegte Konfigurationen zu schliessen.

Die im mittleren stratovulkanischen Andesitkomplex durchquerten Erzspuren zeigen eine weit verbreitete, dispergierte Vererzung, die das Gestein — statt einer einheitlichen, offenen Spaltenfüllung — in Form von dünnen Adern durchzieht, oder es mit unbewaffneten Auge nicht sichtbar imprägniert. Der Metallgehalt des in den Adern konzentrierten Erzes erreicht die industrielle Menge nicht. Eine stärkere Vererzung zeigte sich mit einem Pb—Zn—Cu-Gehalt von 7,251% und As-Gehalt von 10,0% nur zwischen 1131,6—1132,8 m. Dieser erzeiche Gang, von ca 80 cm Mächtigkeit wurde aber von der Bohrung in einer Tiefe —308 m u.d. M. durchgeteuft, mehr als 700 m tief unter dem Stollenniveau von Gyöngyösoroszi. Sein Wirtschaftswert ist demnach wegen ihrer Tiefenlage untergeordnet. Der Erzgang ist dennoch von grossen Bedeutung, weil er einen Beweis dazu liefert, dass in der Umgebung von Mátraszentimre eine noch immer bauwürdige Vererzung in einer so beträchtlichen Tiefe, unter dem Stollenniveau zu erwarten ist.

Beilage I. Schichtfolge und Spurenelementgehalt der geologischen Basisbohrung Mátraszentimre Nr. 2 — Zusammengestellt von E. CSILLAG-TEPLÁNSZKY.

1. Dunkelgrauer Pyroxenandesit, 2. Andesittuff, 3. umgehäufte Andesittuff mit Andesittrümmern (1—3. Deckandesitkomplex); 4. Pyroxenandesit, 5. Andesittuff und Agglomerat, 6. Tuffit (4 bis 6. mittlerer stratovulkanischer Pyroxenandesitkomplex); 7. Verkiehlung, 8. Tonmineralisierung, 9. Karbonatisierung, 10. Vererzung, Erzspuren.



1966. ÉVI EREDMÉNYEK A TOKAJI-HEGYSÉGBEN

Írta: PANTÓ GÁBOR

A Tokaji-hegység-i térképezés és monografikus földtani vizsgálat, túljutva az áttekintés megszerzésén és az első összesítésen is (Sátoraljaújhely 200 000-es térkép-magyarázó), a vulkanológiai-kőzettani és rétegtani-ősföldrajzi vizsgálat nagy felbontású részletességére és elérhető legnagyobb alaposágára törekedett. A 25 000-es térképi és dokumentációs szelvénybeli ábrázolhatóságot messze túlhaladó részletességű elemzés mindkét vonalon fontos, új eredményeket értelt, alapvető összefüggéseket világított meg, így újabb lépéssel vitt előbbre a hegység — valóban bonyolult — földtani fejlődéstörténetének tisztázásában.

V u l k á n o s s á g. A hegység andezites és riolitos vulkáni termékeinek vizsgálatánál a kőzettani megismerést és diagnosztizálást egyre inkább a kőzettest egésze, környezetével való kapcsolata, megismerése és megértése váltotta fel. Szembetűnően rajzolódnak ki ebből az É-i és D-i hegység-rész felépítésének és kifejlődésének különbségei. Sem a ki- (fel-) törések száma, sem sorrendje nem pontosan megfelelő a két hegységfélben, s ma tudjuk, hogy a kőzettani hasonlóságból vont párhuzamok sokszor téves „egykörűsítésekhez” vezettek.

Nem az a tervünk és szükségünk sincs annak, hogy az elkerülhetetlen általánosítást, összevonást jelentő térképezési és térképszerkesztési kategóriáinkat (szín- és jelkiesbeli egységeket) elvesszük, vagy a monografikus feldolgozásnál másokkal helyettesítsük. Mégis, egy-egy terület-rész szerencsés feltárásainak aránytalanul elmélyített és részletezett feldolgozásával sematizálástól mentesen számba vesszük a kategóriák teljes kőzet- és amennyire lehet, időtartalmát, hogy a teljes eseménysorok illesztrálják az összevonás, összevont párhuzamosítás torzításának lehetséges mértékét.

A hegység D-i részében GYARMATI PÁL és ZELENKA TIBOR eredményes együttműködése, továbbá az igen szerencsésen telepített Erdőbénye 163. sekély-szerkezet-kutató fúrás alapján bebizonyosodott, hogy itt a felsőtorton — hegységszerte közel azonos, szubmarin (pépérites) andezit- és dácitszolgáltatásból, majd ezt követő terrigén és vulkanogén (riolitos) marin üledékképződésből álló — eseménysora után a szarmata elején az É-i hegység-résztől lényegesen eltérő fejlődés indul. Míg délen a mennyiségi túlsúlyt képviselő és feltehetően időben is a szarmata zömét kitöltő savanyú piroklasztikum változatos, vastag rétegsora andezites vulkánosság legcsekélyebb jele nélkül és riolitestek közbeiktatása nélkül halmozódik egymásra, addig északon — a már szárazföldivé váló, több andezittufa-szinttel váltakozó, jelentős részben azonban a felszín alatt megrekedő — andezit- és dácitszolgáltatás csaknem

az egész szarmatán végighúzódik és négy, jól jellemezhető riolitos vulkáni szakasszal váltakozik.

A riolitos szakaszok aprólékos szerkezeti és közettani megfigyeléseken alapuló egyedi jellemzése és sorbaállítása — ami I. PERLAKI ELVIRA monografikus vizsgálatainak legfontosabb ez évi eredménye — a hegységfejlődés rekonstrukciójában azért nyer különös fontosságot, mert sajátos termékké, nem ismétlődő vulkáni események közé sorítja a „közönségesebb”, többször ismétlődő jellegeket viselő andezit- (dácit) és riolit-tufa-tagok képződését. Az északi hegység résznek a szarmata legalján induló „riolit-felvonásai” közül az első három: a Csattantyú mikrolitos riolitja, a „vörös-zöld ignimbit” rendkívül formagazdag, összesült tufa alapanyagú, kisméretű injekciókat és „másodlagos” perlittesteket tartalmazó összelete és PÁLFY — szürke (pálházai) perlitünkkel genetikailag szorosan kapcsolódó — „vörös riolit”-ja, D-en nem képviselt. A déli hegység részén uralkodó ugyancsak változatos perlitest-litofizás—szalagos váltakozású — az abaujszántói Sulyomon legszebben képviselt — riolit az „északi időszámítás” negyedik riolit szakaszának illik be. Annak ellenére, hogy ez délen — mai ismereteink szerint — az első szarmata riolitfeltörés terméke, nem ismétlődő vulkanológiai jelenségek (fekvőjében levő riolit-lavinatufa) alapján már a felsőszarmatába kell sorolnunk.

R é t e g t a n — ő s f ő l d r a j z. A Tokaji-hegység-i vizsgálatok kezdetén azzal a céllal és várákozással szorgalmaztuk az őslénytani vizsgálatokat, hogy azokból „kész” rétegtani beosztás jusson birtokunkba, melybe vulkáni eseményeinket csak be kell majd illeszteni. Munkánk során kellett megszereznünk a tapasztalatot, hogy az emeletek elhatárolása kedvező adottságok esetén egyértelműen elvégezhető a paleozoológiai vizsgálatok alapján, azonban arra az — átlagosan 0,5 millió éves — felbontásra, ami a jelentősebb vulkáni események datálásához szükséges volna, őslénytani alapon nem számíthatunk.

A vulkáni eseménysorok közettani-szerkezeti alapon való rögzítése — aminek főbb vázát az előbbieken ismertettem — vulkáni kronológiánkat saját lábára állította, s lehetővé tette a biosztratigráfiai adatok ellenőrzését. Sarkalatos rétegtani problémánk a szarmata alsó—felső részének elhatárolása és ennél részletesebb taglalása. Ahol kielégítő időbehataroló adat nem volt, megelégedtünk a geológiai fácies-adattal is. Ezeket az általános földtani fejlődés menetébe illesztve, axiómává szilárdult, hogy az általánosan marin felsőtortontól kiindulva a fiatalabb képződmények egyre kisebb sótartalmú környezetben képződtek, aligsós, limnikus fácies már a felsőszarmata számlájára írható, édesvízi pedig a pannon határát súrolja. Sokszori ismétlés és autoszugesztio már az őslénytani kiértékelésben „jellegzetes felsőszarmata alakokká” avatta a fajlőlt szerint még emeletet sem határoló, csupán aligsós környezetet jelölő ősmaradványokat.

A hegységnél háromszor nagyobb területet fedő — részben az országhatáron túlnyúló — 200 000-es térképlapra kiterjesztett földtani-ősföldrajzi értékelés kellőképpen bizonyította, hogy a fácieshatárok távolról sem tekinthetők izokronnak az egész területre nézve. Fokozottan áll ez a Tokaji-hegység szarmatájára, melynek rendkívül tagolt orográfiaja, egyenlőtlen eloszlású és jellegű vulkáni anyagszolgáltatása révén a fáciesek tarka mozaikját termelte ki. El sem várhatjuk ettől az endemikus fáciesekben dúskáló, beltavas lagúnaterülettől, hogy sótartalomváltozása egységes, egyirányú és egyidejű legyen.

A kiédesedés — D felé későbbödő — eltolódása már korábbi vizsgálatainkból is gyanítható volt. Az 1966. évi vizsgálatok azonban ezen túlmenően — éppen a leg-

nagyobb alsószarmata üledékgyűjtőnkre, a Hegyközi medencére vonatkozóan — igazolták a szarmata alsóbb tagozatában többszöri, teljes kiédesedésig vezető oszcillációk felléptét. Kétségtelenné vált ez a Füzérkajata 2. molluszkum- és foraminifera-vizsgálatok alapján egységesen félígsóvízinek tartott agyagos szarmata üledékösszletre nézve E. PIETRZENIUK (Berlin) részletes Ostracoda-vizsgálatai alapján. Többszöri, kisebb amplitúdójú oszcillációra derült fény ugyanezen medence pusztá-falui (partközeli) szakaszán HAJÓS M. diatomavizsgálatainak fényében is.

Az É-i szarmata kifejlődésben — a riolit—andezit szukcessziókból következtetve és legteljesebb, ősmaradványokban leggazdagabb Nagybózsya 2. fúrásunk molluszkum—foraminifera kiértékelése (BODA J., K. LAKY I.) alapján — a teljes üledékes sorozatot (3—400 m) a szarmata emelet alá utaljuk, közbeiktató és záró kiédesedéseivel együtt, az emelet felsőbb tagozatában vulkáni vagy regressziós (kavicsos) faciessel számolunk.

Egészen más a helyzet a hegység D-i és Ny-i szegélyén, ahol az előbbi, félígsós vízi szedimentáció idejét zömmel savanyú piroklasztikum-felhalmozódás töltötte ki, s a talán rövidebb idejű — mindenestre kisebb vastagságú — brakk tengeri üledékképződés (agyag, tufit, áthalmazott tufa) későbbre tolódott. Az itteni, átmenetes és végleges kiédesedés igen tanulságos szelvényét tárta fel 1966-ban az Olaszliszka 58. fúrás. 10 m-en belül (64,9—55,4 m) vált itt át a *Cardium latisulcum*-os, *Mastra*-s, *Irus*-os félígsós üledék tengeri—litorális alakokat (*Hyalodiscus*, *Podosira*, *Biddulphia*) tartalmazó rétegeken át tisztán édesvízi *Nitzschia frustulum*-os kováföldbe (BODA J., HAJÓS M.), majd limno—fluviális homokba, tufitba, melyet vulkanológiai alapon a felsőszarmata—alsópannon határra teszünk.

A két kiédesedés közé vulkáni eseménysorunk több fejezete, a szarmata emelet zöme (2—3 millió éve) iktatódik. Korábbi szinkronizálásuk helytelenségének felismerésével, úgy véljük, fontos lépést tettünk a fejlődéstörténet helyes rekonstruálása felé. Az említett határesetek közé még sok közbülső kifejlődés és átmenet iktatódik. Ezek legérdekesebbje az erdőbényei — feltehetően zárt — medence, melynek mindkettőtől eltérő fejlődésmenete a folyamatban levő részletes őslénytani feldolgozással és PENTELENYI L. gondos földtani kiértékelésével, reméljük, rövidesen megnyugtató értelmezést nyer.

1966'S PROGRESS IN THE INVESTIGATION OF THE TOKAJ MOUNTAINS

by

G. PANTÓ

Detailed analysis of petrologic features of volcanic formations led to the revision of former more schematic parallelizations and chronologic reconstructions. The great variability — both in structural features and volcanic facies — of the acid volcanism enabled us to specify unrepeated ("unic") events in the geologic history of the mountain. This way, the three main rhyolitic pulses of the northern mountain part — specified as "microlitic", "green and red" and "perlite grey-red" rhyolites and classified as Lower Sarmatian — turned out not to be equivalents of most of

the southern rhyolites (perlitic, lithophysal, banded) referred to the Uppermost Sarmatian.

The time-scale of volcanism underwent important changes too. Approximate subdivision of the ~10 million years of Late Tertiary volcano-sedimentary mountain formation was based on the regional evaluation of molluscan and foraminiferal faunae found in intercalating sediments. The initial Upper Tortonian neritic environment of rich and characteristic marine fauna was followed by lagoon deposits of poorer brackish fauna which were attributed to the Lower Sarmatian, while lacustrine ones with scarce fresh-water mollusks to the Uppermost Sarmatian.

Recent meticulous work done on the most complete sequences (exposed by drillings) covering studies on ostracods (E. PIETRZENIUK) and diatoms (M. HAJÓS) too, revealed early but undulatory fading of salinity on the one hand (northern area), and late abrupt drop on the other (southern area). Between the first appearances of fresh-water deposits of the northern and southern areas elapsed at least 3 million years the main cycle of volcanism. In the light of these findings, decrease of salinity cannot be accepted as age indicator and new methods are implied to reach 0,5 million year precision adequate to date single volcanic phases.

A TOKAJI-HEGYSÉG ÉS ELŐTERE SZERKEZETI— VULKANOLÓGIAI KAPCSOLATA

Írta: PANTÓ GÁBOR

A Tokaji-hegység — vagy akár a teljes Eperjes-Tokaji vulkán sor — szerkezeti és morfológiai önállósága, képződményeinek környezetétől elütő jellege folytán természetesnek tűnik. Érdemes mégis megvizsgálnunk mi közös és mi eltérő a Tokaji-hegység és környezete — elsősorban sík- és dombvidéki előtere — földtani felépítése és fejlődéstörténete között.

A hegység felszíni és elért mélységbeli harmadkor előtti képződményeinek analízise (PANTÓ, 1965) során már kitűnt, hogy protero—paleo—mezozoós aljzat tekintetében a hegység területe nem egységes. Felépítésében három ősföldrajzi-szerkezeti egységet kell elkülönítenünk:

1. veporida krisztallin
2. szendrői ópaleozóikum
3. zempléni újpaleozóikum-mezozóikum.

1. Az ország ÉK-i sarkán Aranyida—Ungvár csapáson áthúzódó kristályospala összlet zömében a szepességi, epimetamorfózist szenvedett sorozatok tagjaiból áll. Fúrásban (Füzérkajata 2, Felsőregmec 1.) porfiroid—fillit váltakozása volt eddig kimutatható, de a csatlakozó területek felépítéséből diabázos sorozat eltakart jelenlétére nagy valószínűséggel következtethetünk. A porfiroid ordoviciumbeli képződését, ill. kaledoniai metamorfózisát Rb/Sr kormeghatározás igazolta: 450 millió év (PANTÓ *et al.* 1967).

A kaledon sorozat közé csípve, gyökértelen, elcsúszott pikkely alakjában maradt fenn a proterozoós üledékképződés, ill. rifeuszi (assynti) orogenezis mezozónás metamorfózisának (962 millió év) tanúja (Vilyvitányi rög gneisze és csillámpalája). Az ország — eddigiek szerint — legidősebb metamorf sorozatához tartozását ugyancsak izotópmérések igazolták (l. c.).

A Veporida krisztallin jelenlegi szerkezeti elrendződését a mindkét metamorf képződményen K/Ar módszerrel kimutatható (262 millió év) nyomot hagyó (SÁNIN L. L. in PANTÓ *et al.* 1967) korai herciniai orogén fázisnak (érchegységi) tulajdonítjuk. Éppen e — medence és középhegységi szerkezetünkhöz képest — harántirányt képviselő, ősbibb, „Szamos-vonal”-hoz kötöttségéből arra következtetünk, hogy a hegység Bózsva—Csenkő patak vonalától D-re eső része aljzatának felépítésében már nem vesz részt.

2. A Szendrői-hegység ópaleozoós mészkő—agyagpala sorozata, az előbbtől a metamorfózis szinte teljes hiánya folytán közettenilag élesebben elüt, mint azt a

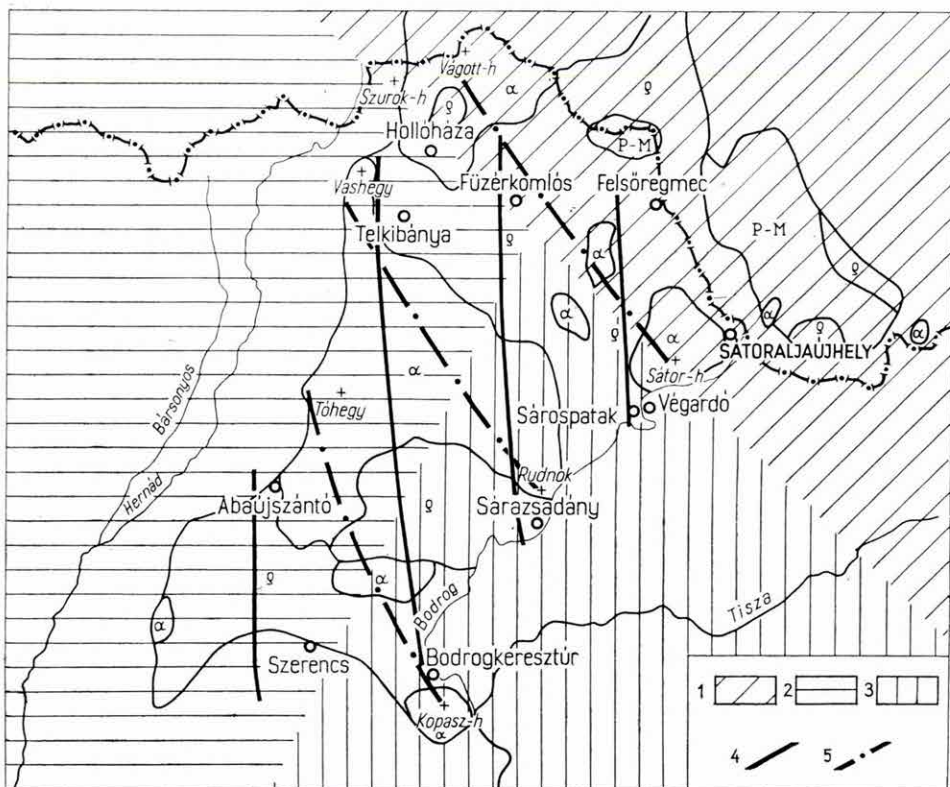
körülönbség indokolná. Jellegetes „középhegységi” képződmény, valódi orogenezis hatása nélkül, mely tört-pikkelyes szerkezettel névadó felszíni megjelenésétől — a Borsodi-szénmedence és a Cserehát aljzatában fúrásokkal kimutatott — egyenletes kifejlődéssel éri el a hegység Ny-i peremét. Itt a Hernád-vonal mentén — refrakciós szeizmikus adatok szerint — ugyancsak változatlan kifejlődéssel (hullám-sebesség-értékkel) zökken le a hegység fúrással eddig el nem ért mélységben elhelyezkedő (2000—3000 m) harmadkor előtti aljzatává (LÁNYI—SZALAI 1966). Az ismert szakasz (Sajótól Hernádig) egységes kifejlődése és nagy kiterjedése alapján feltehető, hogy a hegység nagyobbik (Ny-i) felének és a Szerencsi-dombvidéknek aljzatát képezi.

3. A zempléni újpaleozóikum (permokarbon) a krisztallinterületre („Szamos-vonal” ÉK-i oldala) korlátozódó, kiegyenlítettlen klasztikus üledékképződést tükröz. A jellegetes, névadó területen [a szlovákiai Zempléni-dombszék (Zemplinské pahorky) D-i részén] ez redukált vastagsággal — az alsótriászban még kontinentális kifejlődéssel — megy át az észak-magyarorszáigval azonos jellegű alsó—középsótriász mészkő—dolomitösszetbe. Utóbbi — a Sárospatak 5. sz. fúrás tanúsága szerint — DNy felé átlépi a „Szamos-vonalat” és a hegység DK-i pereme aljzatának felépítésében — mind a hegység, mind az előtér felé bizonytalan elhatárolással — részt vesz. Közvetlen adat nem bizonyít amellett, hogy a Tisza-menti szerkezeti elemek közé sorolandó Bodroghöz és Taktaköz aljzatában a mezozóikum messzi túlnyúlásával számoljunk, bár ez a triász általános aljzatbeli elterjedését tekintve valószínűnek tűnik. A hegységi aljzatában — éppen nagymélységű elhelyezkedése miatt — határának a szendrői paleozóikum felé való megvonása csak feltételes, Szerencs—Pálháza vonalában jelölhető ki. A határvonal jellegét tekintve feltehetően tektonikus („Balaton vonal” ?), esetleg éppen a — kulisszaszerűen eltolódott — riolitos „tengely”-t kialakító törésrendszerrel vethető egybe (PANTÓ 1964).

A Tokaji-hegységterület egybetartozása, földtani és morfológiai egysége miocén — főleg vulkáni képződményekben látványos formát öltő — fejlődés eredménye. Ha miocén előtti felszínét tekintjük, éppen mozaik-jellege, a három különböző felépítésű és fejlődésű szerkezeti egység találkozása a szembetűnő (1. ábra). A hercinciai, ill. korai-alpi orogenezissel kapcsolatos szerkezeti illeszkedés térszíni kiemelkedéseit a miocén közepéig tartó szárazföldi-lepusztulási időszak javarészt egyengette és — legalábbis a szendrői paleozóikumot — cserehátai analógiák szerint (Felsőgagy 1.) helyenként 50 m-t is elérő vastagságú vörösgyag lepellet fedte be. Az aljzat szerkezeti egységei, azok „hegységi”, ill. „előtéri” részei között jelentős általános térszínkülönbségeket kell feltételeznünk, ezen belül enyhe domborzati egyenetlenségekkel is számolnunk kell. A teresztrikum gyakori hiányát a krisztallin, a zempléni újpaleozóikum és a középsótriász világos mészkő harmadkori felszínén (Füzérkajata 2., Mátyáshegy, Sárospatak 5.) helyi kiemelkedésekkel, vagy a fennmaradt torton elborítást megelőző erózióval magyarázzuk.

Közvetlenül a paleo- és mezozóikumra települő első elterjedt képződmény vulkáni eredetű, a magyar medence legszaporább anyagszolgáltatású, hirtelen legnagyobb területet elborító alsótorton piroklasztikum-árjából („középső riolittufa”) származik. E működés súlypontja az ÉK-Tiszántúl, ahol terméke 1000 m-t elérő vagy meghaladó vastagságú, rendkívül egyenletes alkotású, változó mértékben össze-sült riódácit-ártufa összlet (Nyíregyháza 1—2., Gelénés 1.) alakjában maradt fenn. A riódácit-ártufa, melyet az egymást követő piroklasztikum-áraknak a Tisza mentén sorakozó központok felől, a feltehetően sík terepet követő, felszíni szétfutásából származtatunk, valamivel kisebb (Sárospatak 6.-ban 367 m-nél több), É felé roha-

mosan csökkenő (Vilyvitány 6.-ban kb. 30 m, Füzérkajata 2.-ben 2 m) vastagsággal éri el a hegység területét. Az ártufalepel gyors kivékonyodását itt valószínűleg nem a piroklasztikum-ár elhalása, hanem az aljzat egyenletes kiemelkedése okozza. Más a helyzet a tufa legdélibb megütési pontjai esetében: Sárospatak 6. (Círókanyak) — Végárdó 29. (Koholya) vonalában igen jelentős, harántolatlan (367, ill. 87 m-nél nagyobb) vastagságú riódácit-ártufalepellel kell számolnunk, ellenben az előbbi fúrástól mindössze 1,5 km-rel délebbre települt Sárospatak 5. fúrás, jóval amannak tufában álló talpa (–218 m) felett (+81,4 m), a felsőtorton „tufakonglomerát” alatt, az alsótorton riódácit-ártufa harántolása nélkül, közvetlenül érte el a triász alaphegységet. A tufaanyag DK felől való származása mellett ezt a különös megoszlást csak úgy



1. ábra. α = andezites vulkánosság elterjedése, ϱ = riolitos vulkánosság elterjedése, P–M = harmadkor előtti képződmények a felszínen

1. Vepor-krisztallin aljzat (részben paleo–mezozóikummal takartan), 2. szendrői ópaleozóos aljzat, 3. zempléni paleo–mezozóos aljzat (alatta idősebb képződmény, ismeretlen), 4. riolitfeltörési vonalak, 5. andezitfeltörési vonalak

Рис. 1. α = распространение андезитового вулканизма, ϱ = распространение риолитового вулканизма, P–M = выходы дочетертичных отложений

1. Вепорский кристаллический фундамент (отчасти перекрытый палео-мезозойскими отложениями), 2. Сэндэрский древнепалеозойский фундамент, 3. Земпленьский палео-мезозойский фундамент (подстилающийся более древними образованиями неизвестной принадлежности), 4. линии риолитовых извержений, 5. линии андезитовых извержений

értelmezhetjük, hogy a környezetéhez képest kimagasló helyzetű mészkőrögöt, melyet a Sárospatak 5. fúrás valóban váratlanul kis mélységben ért el, az alsótorton piroklasztikum-ár csak körülfolyta, de el nem lepte.

A Tisza-menti központból származó, legalsótortonnak minősült riodácit ártufaterítést követi a hegységterület első harmadkori transzgressziója, mely a Hegyköz É-i felében (Füzér, Füzérkajata 2., Vilyvitány 6.) hagyta vissza — Foraminifera faunája alapján a torton „alsóbb” szakaszába sorolható — tengeri agyagos üledékét. Az elöntés feltétlenül ÉK felől, a kelet-szlovákiai neogén süllyedék területén (Gál-szécs) 2000 m-t meghaladó torton kifejlődés (ČILIK—PLICKA 1960) irányából érte vidékünket, a Zempléni-dombvidéket (Csarnahói öböl) megkerülő kisebb tengerág alakjában. Az alsótorton üledékképződéssel egyidejű vulkáni anyagszolgáltatás eddig nem igazolódott, de közvetlen fekvőjéből — feltehetően DNY-i irányú anyagszolgáltatással — igen sok durva vulkanogén törmelék halmozódott át, s a finom tengeri agyagüledéket sokszorosára vastagította ki.

Súlypontilag K felől származtatjuk a hegység egész területére kiterjedő felsőtorton transzgressziót is. Ezt az agyagos—finomhomokos tengeri üledékképződést az egész területen általában egyenletes felhalmozódás jellemzi. Távolról sem volna jogosult azt feltennünk, hogy a hegység paleo—mezozóos aljzata a tortonban mindenütt a maival azonos relatív szintben helyezkedett el. Ha a felsőtorton kifejlődés a K-i rész teljes felsőtorton harántolásaiból (Sárospatak 5., Végardó 29., Vilyvitány 6., Füzérkajata 2.) megállapított max. 500 m-t a NY-i részen sem haladná meg, úgy legalábbis a Tállya 15. alpfúrásnak — 836,5 m-rel a felsőtorton képződmény felszíne alá hatolva — annak bázisát el kellett volna érnie.

Torton „rétegsoraink”-at uralkodóan vulkáni eredet (elsődleges településű piroklasztikum, effuzív vulkáni anyag, előbbieket üledékes keveredésű feldolgozott anyaga) (Baskó 3.), sőt utólagos sekély intrúziókkal jelentősen kivastagított (Telkibánya 2., Tállya 15.) voltuk miatt nem indokolt az üledékképződés termékeként fel fogni. Valamennyi felsőtorton képződmény azonban tenger alatti felhalmozódású, sőt a sekély intrúziók pépérites kontaktusai azt is elárulták, hogy csúcsuk konszolidálatlan tengeri üledéket ért el (Boglyaska, Füzérkajata 2.). A felsőtorton képződmények mai hegységbeli felszíne (+580 és -571 m tsz. között) 1000 m-nyi szintkülönbséget árul el, ami nagyobbrészt a torton utáni kiemelkedés, ill. besüllyedés számlájára írható. Az eddigi teljes torton harántolások (K-i, É-i) peremi helyzete miatt átlagvastagságot csak durva közelítéssel számíthatunk 1000—2000 m közötti nagyságrenddel. Annak ellenére, hogy a torton transzgressziót K-ről (nagyobb üledékvastagság, mélyebb rétegtani szintek kifejlődése) származtatjuk, s elterjedését NY felé a Hernád völgyénél le kell zárunk, a viszonylag kisebb képződményvastagságok (< 500 m) — s a magasabb helyzetű tortonfekü-felszínek — a K-i hegység részén (krisztallin + zempléni paleo-mezozóikum aljzat) találhatók; NY-on (szendrői paleozóos aljzat) nagyobb képződményvastagság — és feltehetően eredetileg is mélyebb elhelyezkedésű torton fekvő — vált át a Hernád vonal menti tetemes ugrással a Cserehát teresztrikum-fedte azonos fekvőképződményébe. Az, hogy a torton a hegység tengelyében a legvulkánibb kifejlődésű, egyszersmind a legmélyebb helyzetű is (Telkibánya 2.: -571,2 m, Baskó 3.: -429 m) mindenképpen a torton utáni vulkanotektonikus (árkos) beszakadás számlájára írható.

Legkevesebbet a D-i, DK-i előtér (Bodrogköz, Taktaköz) torton fejlődéstörténetéről tudunk. A K-i hegységrész — zempléni paleo-mezozóos aljzatú — kiemelt alsótorton riodácit ártufa felszínére üledék közbeiktatása nélkül települ a helyi szol-

gáztatású, tengeri felhalmozódású felsőtorton riodácit-ártufa összlet (Sárospatak 6, Végardó 29.). Az előtérben az utóbbi messzi elterjedésével (jelentős vastagságával) nem számolunk, de felsőtorton tengeri üledékképződéssel sem. A feltehetően zemp-léni paleo-mezozoikumra települő tiszántúli riodácit-ártufalepel kilépési helyei (és maximális vastagságú központi része) felé fokozatosan emelkedő tortonai felszín K felé valószínűleg gátat szabott a felsőtortonai transzgressziónak, így a hegység előterében lépcsősen lezökkenő és a tiszántúli — 1000 m körüli — szintre beálló, szarmata borítású „középső” riolittufa-felszínt ugyancsak fiatalabb vulkanotektonikai beszakadás számlájára írjuk.

DNy-on, a Szerencsi-dombvidék előterében a fiatal vulkanotektonikus süllyedéssel már nem tetézett elmozdulású Hernád-vonal mindkét oldalán ópaleozoikumot (Taktavölgytől ÉNy-ra) ill. paleo-mezozoikumot (Taktavölgytől DK-re) sejtünk, egykori kiemelt helyzete miatt torton üledékes és vulkáni képződmények takarója nélkül. Mai szintje — 1000 m-nél kisebb mélységgel — már beleillik a medencesüllyedés általános képébe.

Egységben nézve a Tokaji-hegység és előtere torton fejlődését, a vulkáni hegység születése úgy rajzolódik ki előttünk, hogy a Tisza mellékéről érkező első, hatalmas alsótorton riodácit-ártufa előntés a mozaikszerű harmadkor előtti aljzat enyhe — de nem egyenletes — kiemelkedésén megtorpanva, csak a hegységterület 1/3-át borította be. Az ezt követő tengerelőntés a hegység tengelyében kulmináló intenzitású, szubmarin vulkáni működéssel lépest tartó besüllyedés révén utat nyert az egész hegységterületre, de annak Ny-i és D-i határát nem lépte át. A süllyedés mértéke ugyancsak a hegység tengelyében (annak É-i részén) valószínűleg 2000 m-t is meghaladó értékkel érte el maximumát, a gyorsan növekvő vulkáni építmény zömének tengerszint alá merülését mindvégig biztosítva.

A harmadkor előtti aljzat és a „ránőtt” vulkáni hegység szerkezeti elrendeződésére nézve a tortonbeli fejlődés a döntő, a későbbi vulkáni hozzánövekedés és szerkezetmódosulás már ennek nyomain halad. Sajnos éppen az ezt dokumentáló, szarmatánál idősebb képződmények felszíni elterjedése igen alárendelt, így rekonstrukciónk javarészt csak fúrási adatokra támaszkodhat. A harmadkor előtti aljzatot ért 2, és torton képződményt feltáró 25 fúrás alapján ez csak hézagos, megközelítő lehet. A hegységterület teljes torton képződmény-összletében a nem közvetlen vulkáni származású (üledékes vagy üledékes feldolgozású) anyag részesedését 30%-nál nem vehetjük nagyobbak. A vulkáni anyag összetétel szerinti megoszlásán (andezites — riolitos) a felszíni szarmata képződményeknél bázisosabb túlsúly tükröződik a riolitos termékek 25%-ot el nem érő arányával.

A területi elolvasás jellemzése, 27 megütési pont és mindössze két (peremi) teljes harántolás alapján, szintén csak egészen hozzávetőleges lehet. Adataink szerint az andezites működést megelőző, helyi szolgáltatású riolit-ártufa felhalmozódás súlypontja az ÉK-i (Sárazsádány—Füzérkomlós vonalától ÉK-re) és a DNy-i (Bodrogkeresztúr—Korlát vonalától DNy-ra) hegységgrész. A két hegységgrész között torton riolitos képződmény nem fejlődött ki vagy a — Telkibánya—Baskó tengelyű — központi vulkanotektonikus árok eddig fúrással el nem ért mélységébe süllyedt. Az andezites—dácitos vulkáni anyagszolgáltatás, mely a szárnyakon (Sátor—Feketehegy csoport, Füzérkajata 2., Tállya 15.) önálló, pépérites udvarú benyomulásokkal tarkítja a riolitos „alapanyagot”, a középső árok feltárt mélységközében egymásbafonódó vulkáni—szubvulkáni testekkel regionálisan uralkodóvá válik.

A harmadkor előtti aljzat és a torton képződmények szarmata előtt kialakult eloszlása, szerkezeti és térszíni elrendeződése már megteremtette a Tokaji-hegység önálló, környezetétől elütő fejlődésének alapját. Az alsószarmata ősföldrajzát a tortonénál nagyobb biztonsággal, képződményei félhegységnyi felszíni elterjedése, tiznél több teljes átfúrása és több száz fúrásbeli megütése alapján rajzolhatjuk meg.

A szarmata kezdetét regresszió, az eddig összefüggő tengerelöntés fél-, majd csökken- és aligsós vizűbe fordulása, az egységes vízborítás lagunarendszerre szakadozása jelöli ki. A torton tenger fokozatos — de nem egyenletes — kiédesedése és visszahúzódása DNy felé az általános medencefejlődés folyamánya, sajátos ősföldrajzi tarkasága azonban a hegység torton vulkáni alakulásának következménye. Nem beszélhetünk a torton—szarmata határon általános és huzamos vulkáni csendről vagy tetemesebb erózióról, a térszínformálódás főrugója továbbra is a vulkáni fejlődés hegységépítő anyagszállításával, pozitív és negatív függőleges elmozdulásaival, amihez csak másodlagosan járul a lepusztulásból táplálkozó feltöltés és üledékes elegyengetés.

Nehéz állást foglalni a tekintetben, hogy a hegység különböző részein a szarmatabázis kótája mennyit és milyen előjellel mozdult el a szarmata eleje óta. Inkább csak tendenciákról beszélhetünk, amikor jelezzük, hogy a hegység középtengelyében, ahol a szarmata felépítését kezdettől végig szárazföldi vulkáni anyagfelhalmozódás és a lepusztulási termékek hiánya jellemzi, már a torton végén jelentősen a tengerszint fölé emelkedő kulminációval kell számolnunk. A szarmatabázis itteni 500—600 m közötti elhelyezkedését — a torton fejlődés egyenes folytatásaként — a továbbra is andezites vulkáni építmény egyre magasabbra tornyosulását részben kompenzáló, összességében 1000 m-t megközelítő szakaszos bezökkenésnek tulajdonítjuk. Az ÉK-i hegység-rész torton marín képződményeinek csúcsi helyzetét, az idősebb szarmata lokális detritikus jellegét, máshol a fiatalabb szarmata képződmények teljes hiányát csak jelentős relatív kiemelkedéssel értelmezhetjük. A DNy-i hegység-rész szarmata térszínalakulása egységesen nem jellemezhető. A hegység-maggal határos része a Tállya 15. földtani alapfúrás tanúsága szerint az alsószarmata vulkáni anyagszolgáltatásból keveset kapott, inkább sekély vízborítású, lassan pusztuló törmelékfelhalmozódással elegyengetett terület volt. Viszonylag magas szarmatabázisa (–150 m) is enyhe süllyedésről tanúskodik. A Hernádvonal menti árkos leszakadásokkal érintett DNy-i hegység-perem („Szerencsi öböl”) torton felszíne lépcsőzetesen és szakaszosan –400–500 m-re zökkent le, s egyszersmind tetemes vastagságú (500–600 m), zömmel riolitos piroklasztikummal (elsődleges + áthalmozott) töltődött fel. Az ásványbányászati kutatások révén részletesen ismert és pontosan színtezett (ZELENKA, 1964) feltöltés a teljes szarmata emeletre kiterjedő, helyi riolitos vulkáni anyagszolgáltatás szakaszosságának, változatosságának érdekes tanúja. A fokozatos beszakadást — éppen a hegység legfontosabb nagy szerkezeti eleméhez kötöttsége miatt — nem kívánjuk okaiban és szakaszaiban közvetlenül és kizárólag a vulkánossághoz kapcsolni. A legjelentősebb relatív elmozdulások itt — a hegységtengely-beszakadás alsószarmata súlypontjával ellentétben — a szarmata végén (esetleg az alsópannonba átnyúlva) kulminálnak.

Ha a szerkezeti—ősföldrajzi elemzésből levezetett hegységfelosztást a szarmata vulkáni termékek összetétele és fajta szerinti eloszlásával egybevetjük, felvilágosíthat nyerhetünk a vulkáni működés feltérképezési pályáinak megszabottságáról. Mind a torton, mind a szarmata során sajátosan és következetesen elkülönülnek a riolitos (riodácitos) és andezites (dácitos) központok és vonulatok, ami a kétféle vulkanizmus

mélyebb, szerkezeti meghatározottságára vet fényt. Itt azt is szükséges hangsúlyoznunk, hogy a feltörési pályát nem keressük következetesen a vulkáni (szubvulkáni) tömeg kulminációja, ill. súlypontja alatt, hanem mind a felszíni (lávaár, piroklasztikum-ár), mind a felszín alatti utánpótlás (szillek, alányomulások) esetében jelentős aszimmetriával, sőt bizonyos vízszintes eltávolodással is számolunk.

Az újabb adatok és azok kiértékelése igazolja regionális keretbe állított és csak durva közelítésnek szánt korábbi értelmezésünket (PANTÓ, 1964), mely szerint a riolitfeltörések pályája urakoldóan „középhegységi” csapású, a kárpáti orogént radiálisan metsző, míg a fő andezitutánpótlás az orogén belső ívével párhuzamos töréseket követ. További elemzésünk a pannóniai közbenső tömeg, jellegzetesen savanyú és zömében ignimbrites megjelenésű *központi* és a perem töréseivel kötött, andezitsúlypontú, „normális” *szegélyi* vulkanizmusának szembeállításához vezetett (PANTÓ, 1968). A teljes Kárpáton belüli „vulkánkoszorú” területén (UHLIG, 1903) nem találunk még egy példát, melynél e kétféle vulkánosság ilyen — közel egyenlő — arányú, és térben és időben hasonló szorosan összefonódott lenne. (A riolit szerepe legjelentősebb a koszorú másik radiális csapású tagjában — Selmec—Körmöci hg. — de ott sem a riolit aránya, sem „ignimbritessége” nem éri el a Tokaji-hegységiét.) Hegységünk riolitos vulkanizmusa főtömegében ártufa-jellegű és a felsőtortontól a legfelsőszarmatáig — a súlypontok fokozatos Ny-ra tolódásával — nagyjából ÉÉK—DDNy csapású (közbensőtömegi) felszakadások irányát látszik követni; felsőtorton: Végardó—Felsőregmec; szarmata: Sárzasadány—Füzérkomlós; felsőszarmata: Bodrogkeresztúr—Telkibánya; szarmata vége—alsópannon: Szerencs—Abatújszántó. Az andezit (dácit) felhalmozódás „súlyvonalai”, melyek feltehetően a közel egyidejű működések csatornáit (azok „súlypontjait”) kötik össze, tektonikai elemzéssel is valószínűsített (MOLNÁR, 1964), közel ÉNy—DK-i csapást jelölnek. Ezek mentén (Sátor—Vágóthegy, Rudnok—Vashegy, Tokaji Kopasz—Tóhegy) többszöri párhuzamos, ill. szakaszos felszakadással számolva, a felsőtortontól a felsőszarmatáig valamennyi működési szakasz termékével találkozunk, és „fiatalodási irányt” nem tudunk kijelölni rajtuk. Az „andezitvonalak” még abban is különböznek a riolitosaktól, hogy a közbenső tömeg „mag”-vulkanizmusának ritmusával meghatározott vulkanotektonikus beszakadásokat nem vezetik, csak legfeljebb harántirányban határolják le.

A Tokaji-hegység szerkezeti—vulkanológiai elemzéséből előtere eltakart földtani felépítésének megismerésére csak keveset és óvatosan vetíthetünk át. Ez tételre foglalva az alábbi:

1. A Tokaji-hegység három nagyszerkezeti elemhez sorolandó, proterozoostól mezozoosig terjedő képződésidejű harmadkor előtti alzata a vulkáni képződmények összetételében, jellegében nem jut kifejezésre.

2. A medencevulkánosság (a közbenső tömeg központi, vagy „mag”-vulkanizmusa) csak a DK-i oldalon vesz részt a hegység torton felépítésében („középső” riolitúta).

3. A hegység 3000 m összvastagságot is elérő vulkáni építménye váltakozva „középhegységi” (riolitos) és orogén-peremi (andezites) hasadékokon csapolódott hegységközépi súlyponttal. A Ny-i előtérén (Cserehát) a szarmata riolit piroklasztikum-szolgáltatás hirtelen hal el, DK-en (Bodrogköz) a felsőtorton és alsószarmata riolitufaterítés, s a további szarmata (esetleg torton), andezit+ dácitbenyomulások a hegységhez képest redukált vastagsággal 15—20 km-es szegélyi övre korlátozódnak.

4. A harmadkor előtti aljzat a vulkáni összlet torton és szarmatabeli hirtelen növekedésére — „középhegységi” csapású törések között — a hegységtengely 1000—2000 m nagyságrendű, szakaszos, árokszerű besüllyedésével, a DK-i perem és az ÉNy-i előtér viszonylagos kiemelkedésével válaszolt.

5. Az első harmadidőszaki transzgresszió óta mind a tengeri (alsó és felsőtorton), mind a félig-aligsós (alsóbb szarmata), mind az édesvízi (szarmata—pannon) üledék-képződés a környezetétől alapvetően különböző sekély vízborítású, uralkodóan „vulkáni szedimentáció”, a feltöltődés sebességével lépést tartó fenéksüllyedéssel.

IRODALOM

- CILIK, V.—PLIČKA, M. 1960: Zhodnoceni opěrné vrhby Sečovce I. a její příspěvek k poznání geologie východoslovenského neogénu. — *Práce Výzkumného Ústavu Čs. Naftových dolů*. 15. (55—61) pp. 7—51.
- ERHARDT GY. 1964: A füzérkajatai alapfúrás földtani eredményei. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1962-ről. pp. 391—425.
- GYARMATI P. 1966: A Tállya 15. sz. alapfúrás földtani eredményei. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1964-ről. pp. 443—473.
- LÁNYI J.—SZALAI I. 1966: Jelentés a Csereháton 1965-ben végzett szeizmikus-refrakciós medencealjzat-kutatásról. — *Kézirat*.
- MOLNÁR J. 1964: A Tokaji-hegység déli részének szerkezeti felépítése. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1961-ről. I. pp. 493—503.
- PANTÓ G. 1964: A Tokaji hegység földtani vizsgálata, 1962. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1962-ről. pp. 349—365.
- PANTÓ G. 1965: A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1963-ről. pp. 227—241.
- PANTÓ G. 1966: A Tokaji—Szalánci-hegység és a Zempléni dombvidék földtani megismeréséről. — *Földt. Közl.* 96. pp. 143—154.
- PANTÓ G. 1968: Cenozoic volcanism of Hungary in: *Guide to Excursion 40 C. International Geological Congress 23. Session*. Bp. Akad. Kiadó. p. 96
- PANTÓ, G.—BALOGH, K.—KOVÁCH, Á.—SÁMSONI, Z. 1967: Rb/Sr check of Assyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in NE-Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 11. 1—3. pp. 279—281.
- UHLIG V. 1903: *Bau und Bild der Karpathen*. — Leipzig.
- ZELENKA T. 1964: A „Szerencsi öböl” szarmata tufaszintjei és fáciesei. — *Földt. Közl.* 94. pp. 33—52.

СТРУКТУРНО-ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ ТОКАЙСКИМИ ГОРАМИ И ИХ ПЕРЕДОВОЙ ЗОНОЙ

Г. ПАНТО

1. На строении и характере вулканических образований не сказывается влияние дотретичного фундамента Токайских гор, относящегося к трем мега-тектоническим элементам и сложенного разновозрастными отложениями, начиная с протерозоя и кончая мезозоем.

2. Бассейновый вулканизм (центральный или «ядерный» вулканизм срединного массива) участвует в строении только ЮВ-го склона Токайских гор, где его продукты слагают торгонский ярус («средние» риолитовые туфы).

3. Вулканическая толща Токайских гор, достигающая мощности 3000 м, извергалась то по трещинам «среднегорского» типа (риолитовый вулканизм), то по трещинам краев орогена (андезитовый вулканизм), причем, центры извержений совпадали с центром современных Токайских гор. В западной передовой зоне Токайских гор (Черехат) выбросы риолитовых пирокластитов в сарматское время прекратились внезапно, на ЮВ (Бодрогкёз) верхнетортонские и нижнесарматские риолитовые туфы, а также внедренные в сарматское (или возможно тортонское) время андезиты и дациты имеют ограниченную по сравнению с общим объемом Токайских гор мощность и ограничиваются краевой зоной шириной 15—20 км.

4. Дотретичное основание Токайских гор реагировало на внезапный рост вулканической толщи в тортонское и сарматское время многостадийным грабенообразным осевым прогибанием порядка 1000—2000 м (между разломами «среднегорского» простиранья), с одной стороны, и относительным поднятием ЮВ-го борта и СЗ-ой передовой зоны, с другой.

5. Начиная с первой третичной трансгрессии, как морское (нижне- и верхнетортонское), так и солоноватоводное (низы сармата) и пресноводные (сармат-паннон) осадконакопление представляет собой процесс, который можно было бы назвать «вулканической седиментацией» в мелководной среде, где накопление осадков происходило с такой же скоростью как опускание дна водоема.

MAGYARORSZÁGI NEOGÉN PHYTOLITHARIÁK

Írta: HAJÓS MÁRTA

A Mecsek, a Mátra és a Tokaji-hegység földtani térképezése alkalmából készült fúrások és a külszíni feltárások közetmintáinak részletes vizsgálata során a kőzetek karbonátos, agyagos szennyeződésének eltávolítása után, vizsgálati készítményeinkben (preparátumainkban), számunkra ismeretlen, különös alakú, amorf SiO_2 testcskéik is maradtak vissza. Csekély számuk és szabálytalan, változatos, szilánkos alakjuk alapján először tufaszemcséknek véltük ezeket.

Már a mátraalji (Gyöngyöspata, Szurdokpüspöki környéki) édes- és aligsósvízi alsótorton diatomás üledékek vizsgálatakor feltűntek ezek a testcskéik a maradványegyüttesben s később, a Tokaji-hegység-i szarmata (Gönc és Abaújszántó környékén), majd pliocén és pleisztocén diatomás üledékekben (Hernádcéce és Gibárt környéke) szintén számos hasonló kovás testcskét találtunk.

Hasonló maradványokat találtunk, bár alárendelt mennyiségben, a Mecsek hegység helvét végi „halpikkelyes agyagmárgában” is (Zengővárkony 30. sz. fúrás).

A látszólag különböző alakú és különböző méretű, de azonos jellegű SiO_2 testcskéik kétségesen tették, hogy csupán szervetlen, „*lusus naturae*” jellegű képződmények lennének. A szakirodalom tanulmányozása részletesebb megismerésükhöz vezetett.

Ezeket a formákat először a mikropaleontológia megalapítója, EHRENBURG észlelte Amerika, különösen Brazília talajmintáinak mikroszkópos vizsgálata során. 1841-ben *Lithodontium*, *Lithostylidium*, *Lithodermatium* névvel közölte, sőt felismerte, hogy *Gramineáktól* és *Equisetaceáktól* származnak. Később (1846) diatomaföldben és tőzgeben is megállapította jelenlétüket. Miután élő füvek sejteiben is észlelte e testcskéiket, először növényi elősködőknek vélte azokat. EHRENBURG, 1854-ben megjelent „Mikrogeologie” című összefoglaló munkájában a kovás szivacsvázelemekkel, -tűkkel és szkleritekkel együtt „*Phytolitharia*” néven foglalta össze e csoportot. 1866-ban, közel három évtizedes vizsgálatai alapján megállapította, hogy ezek a maradványok növényi sejtek, szövetek kovás részei, vagy azok részbeni pszeudomorf helyettesítései, melyek még a növény életében keletkeztek és így a sejtek és szövetek finom részleteit többé-kevésbé megőrizték. Meghatározása azonban csakhamar feledésbe ment. Sem a XIX., sem a XX. század enciklopédikus munkái, mint pl. GRIFFITH és HENFREY (1856, 1860, 1875, 1883) ismételten kiadott „Micrographic Dictionary”-ja, sem DEFLANDRE 1930-ban, majd 1947-ben megjelent „Microscopie pratique” című munkája nem említi a *Phytolithariákat*.

A későbbi irodalomban FRENGUELLI 1930, majd PRAT 1932 közleményei hangsúlyozzák a *Graminédék* kovatestecskéinek mikrográfiai, botanikai és paleobotanikai jelentőségét. Mégis előfordult, hogy egyes szerzők, mint NICHOLLS, (1936) és LEEPER (1955) szivacstükként mutatták be e maradványokat.

SMITHSON 1956-ban közölte, hogy az angliai talajok silt-frakciójában növényi eredetű opálestecskék („phytolithok”) vannak jelen. Később kimutatta, hogy ezek az opálestek főként fűféléktől származnak (1958. p. 148). SMITHSON nyomán BAKER és LEEPER (1958) számos talajmintát újrvizsgálva megállapította, hogy az opálestecskék többsége, melyet azelőtt szivacstükknek vélték, növényi eredetű.

BAKER (1959a, b, c) ismételten állást foglalt amellett, hogy e testecskék élő növényekben fejlődnek ki és „opal phytolith”-oknak nevezi ezeket. Szerinte vagy közvetlenül a növények pusztulása után kerülnek a talajba, vagy a növényevő állatok trágyájával. A legapróbb szemcséket a szél el is szállíthatja; ezt az ún. vörös eső, vörös hó maradékában tapasztalt előfordulásukkal bizonyította. Két, egymástól 90 mérföldre előforduló talaj „opal phytolith”-jait statisztikusan értékelve, megállapította, hogy azok részben a helyi mocsári növényzetből származnak, részben felszíni vízfolyások révén távolabbról szállítottak oda. Nevezéktani munkájában — STRUVE (1835), RUPRECHT (1866) végül SMITHSON (1956, 1958) nyomán — a „phytolith” elnevezést az olyan apró és nagyon változatos alakú ásványi anyagokra vonatkoztatta, melyek élő növények különböző részeiben képződtek. Hat csoportba sorolta e maradványokat:

1. Különböző sejtek teljes vagy majdnem teljes kitöltései. Rendszerint *pálcika alakúak*.

2. Sejtkörvonalak, hártyák, melyek a növények epidermis sejtjeiben a sejtfalak mentén képződnek. *Apró, szögletes darabok, lapok*.

3. Az eredeti sejtfal helyettesítései.

4. Ásványosodott növényi bolyhok, tűk, kampók, az epidermis sejtek külső sejtfalán.

5. Epidermis sejtek belső falának ásványosodása.

6. Bármilyen egyéb, a növény által kiválasztott, ásványi anyagból álló mikroszkopos testek, melyek nem sorolhatók az 1—5. csoportba.

A kimart, kioldott felületű példányok szerinte nagyobb szállítási távolságot, illetve kedvezőtlen üledékképződési körülményeket jeleznek, mivel ilyen korrodált példányokat élő növényekben soha nem észlelt.

BAKER javasolja a phytolith nevet az őket alkotó ásványi anyag nevével kiegészíteni (1959c). Így a név (pl. opál-, kvarc-, kalcedon-, kalcit-phytolith) a maradvány ásványi összetételét is jelölné. BAKER 1960-ban „Phytolitharien” címen közölte EHRENBURG e növényi eredetű kovás testecskékre vonatkozó korábbi megállapításait.

BAKER—LEEPER (1958), majd BAKER (1959a) megállapítása szerint ezek a kovás testek 1000 évnél tovább nem maradnak meg, mert a szerves anyag közvetítésével kivált kovasav könnyen oldódik. Később BAKER 3 millió évig visszamenőleg tanulmányozta őket (1959c), majd végül (1960a) a paleocénig terjedően lehetségesnek tartja előfordulásukat és azonosításukat.

DEFLANDRE 1963-ban megjelent „Les Phytolithaires” c. dolgozatában EHRENBURG elnevezését megtartva foglalta össze e maradványokra vonatkozó, 1925 óta gyűjtött személyes tapasztalatait és ismereteit. A *Phytolitharia* gyűjtőnév DEFLANDRE fogalmazása szerint — EHRENBURG nyomán — magába foglalja valamennyi fosszilis

és szubfosszilis állapotban található, elkülönült, növényi eredetű, oligocéntól napjainkig ismert kovás testecskét.

A hazai diatomás üledékekben vizsgált *Phytolithariák* kivétel nélkül opálphytolithok, melyek némely esetben az üledékben kőzetalkotó mennyiségben is előfordultak. Mind a Mecsek hegységi, mind a Mátra és Tokaji-hegység-i leletek kivétel nélkül édesvízi vagy partközeli, aligsós, ill. csökkentsósvízi üledékekben fordultak elő.

E maradványegyüttest kizárólag édesvízi üledékben találtuk nagy mennyiségben *Diatomák* (*Diatomeae*), *Chrysomonaszok* (egysejtű ostorosok) cistái, néhány pollen és édesvízi kovaszivacstűk maradványainak társaságában. Nagyságuk igen változatos, néhány μ -tól több száz μ -ig terjed. (Szabálytalan alakúak levén, nagyságuk megjelölésekor méretük mindig a mérhető leghosszabb átmérőre vonatkozik.) Alakjuk még nagyságuknál is változatosabb. Ismeretesen gömbölyded, párna, kereszt, bárd, tölcser, homokóra alakú testecskék, valamint hullámos, fűrészes és fogazott szélű pálcikák, oszlopocskák is. Megjelenési formájuk alapján történő rendszerezésük és elnevezésük nehézsége ebből is megítélhető. Ha figyelembe vesszük azt is, hogy e testecskék a sejt kitöltődésének különböző szakaszaiban teljesen eltérő formát ölthetnek, illetve azt, hogy a legkülönbözőbb növények sejtjei azonos kiválási stádiumban azonos formákat hozhatnak létre, rendszerezésük lehetősége iránti kéteyleink csak fokozódnak.

A botanikusok éppen azért hanyagolják el e kovás elemek tanulmányozását, mivel a legkülönbözőbb *Graminea* genuszok sőt fajok epidermis sejtjeiben is azonos, vagy közel azonos alakzatok képződhetnek.

Ismeretes, hogy a kovásodás a *Gramineae* és *Equisetaceae* epidermisz sejtjeiben a sejttal mellett indul meg és a sejt belseje felé halad. Ez érthetővé teszi azt a megfigyelést, hogy számos kovatestecske középponti része üres, e helyen erősen fénytörő légbuborékot találunk.

Eddig egyedül SMITHSON-nak (1958), sikerült egyetlen kovatestecskét, a *Nardus stricta* fajjal azonosítania, illetve BAKER (1960a, p. 80, textfig. 1. N° 2) talált olyan elhajlást mutató kovapálcikát, melyhez hasonló a jelenleg is élő *Poa* faj epidermisz sejtjeiben is megfigyelhető.

Tekintettel arra, hogy sem a biológusok, sem a botanikusok, sem a mikropaleontológusok még nem jutottak el odáig, hogy e *Phytolitharia* maradványokat, meghatározott növények, taxonok sejtjei által kiválasztott kovás elemekkel azonosítsák, el kell fogadnunk — akárcsak a palynológiában — ezeknek mesterséges morfológiai alapon történő osztályozását.

EHRENBURG négy formagenuszt állapított meg. Ezek közül hármat a *Gramineáktól* (*Lithomesites*, *Lithodontium*, *Lithostylidium*) egyet pedig a *Equisetaceáktól* (*Lithodermatium*) származtatott.

Mivel földtani vonatkozásban egyelőre a *Phytolithariák* közelebbi meghatározása lehetetlen, DEFLANDRE (1963) nyomán mi is EHRENBURG eredeti formagenuszaiiba soroltuk maradványainkat.

DEFLANDRE (1963, pp. 243—248) a parataxonikus rendszerhez tartva magát, némi módosítással elfogadta EHRENBURG rendszerét. Tisztázta az egyes paragenuszok fogalmát és EHRENBURG fajai közül kiválasztotta és megjelölte a genotípusokat is.

Formáinkat a DEFLANDRE által EHRENBURG nyomán felállított alábbi paragenuszokba soroltuk:

A *Lithodontium*, egyesíti magában a tömör, fog alakú, esetleg kúpos, vagy szögletes formákat (18 paraspecies).

Lithostylidium, valamennyi sima, vagy fogazott esetleg tüskés, pálcika alakú *Phytolitharia* (74 paraspecies).

Lithomesites, a gömb alakú vagy több gömbből álló, súlyzó-, homokóra-formák, vagy belapult szabálytalan gömböcskék (3 paraspecies).

Lithodermatium néven az *Equisetaceae* kovás szövetmaradványait különítette el EHRENBERG (10 paraspecies).

Legjelentősebb földtani értéke ez ősmaradvány csoport további beható vizsgálatának abban rejlik, hogy bár az eredeti „anyanövény” meghatározása, melyből származnak, egyelőre lehetetlen, mégis fontos adatokat szolgáltathatnak a rétegtani és fáciestanulmányok számára. Az irodalmi adatok alapján a harmad- és negyedidőszaki édesvízi-partmenti üledékek és a negyedidőszaki eolikus üledékek vizsgálatánál is számításba vehetők.

Az általunk vizsgált pliocén—pleisztocén flóratársulás arra utal, hogy üledék-képződési környezetükben bőven voltak magasabbrendű növények is. Ez magában véve igazolja az üledékanyag szárazföldi keletkezését, kisebb-nagyobb, időnként kiszáradó mélyedéskitöltésekkel. Miocén (helvét, torton és szarmata) üledékeinkbe a bemosott, korrodált, ritkán előforduló példányok a szárazföldről, partokról szállítottak a tengerparti, kiédesülő, lagunás területre.

Ismertetésünk célja, hogy felhívjuk geológusaink figyelmét, e mikroszkópos, kovás testecskék vizsgálatának jelentőségére, melyek — különösképpen a vulkáni területek kutatóinak — fontos rétegtani adatokat szolgáltathatnak.

Elsősorban tehát a szárazföldi, édesvízi üledékek rétegtani vizsgálatánál jelentős e maradványok szerepe, mert ezen üledékek magasabbrendű állati, vagy növényi maradványokban többnyire igen szegények vagy teljesen meddőek.

IRODALOM

- BAKER, G. 1959a: Opal phytolith in some Victorian soils and „red rain” residues. — Australian Journal of Botany. 7. 1. pp. 64—87. Figs. 1—5. Australia.
- BAKER, G. 1959b: A contrast in the opal phytolith assemblages of two Victorian Soils. — Australian Journal of Botany. 7. 1. pp. 88—96. Figs. 1—4. Australia.
- BAKER, G. 1959c: Fossil opal-phytoliths and phytolith nomenclature. — The Australian Journal of Science. 21. 9. pp. 305—306. Sydney.
- BAKER, G. 1960a: Fossil opal-phytoliths. — Micropaleontology. 6. 1. pp. 79—85. Textfigs. 1—3. Table 1. New York.
- BAKER, G. 1960b: Phytolitharien. — The Australian Journal of Science. 22. 9. pp. 392—393. Sydney.
- BAKER, G. 1960c: Hook-shaped opal phytoliths in the epidermal cells of oats. — Australian Journal of Botany. 8. 1. pp. 69—74. Textfigs. 1—2. Australia.
- BAKER, G. 1960d: Phytoliths in some Australian dusts. — Proc. Roy. Soc. Vict. 72. 1. pp. 21—40.
- BAKER, G. 1961a: Opal phytoliths and Adventitious Mineral Particles in heat Dust. — C. S. I. R. O. Aust. Mineralgraphic Investigations Technikal Paper 4. pp. 1—12. Pls. 1—2. Textfigs. 1—3. Melbourne.
- BAKER, G. 1961b: Opal phytoliths from sugar cane, San Fernando, Philippine Islands. — Memoirs of the Queensland Museum, 14. 1. pp. 1—12. Pls. I—IV. tabl. 1—3. Textfig. 1.
- BAKER, G.—GASKIN, A. J. 1946: Natural glass from Macedon, Victoria and its relationships to other natural glasses. — Journal of Geology. 54. 2. pp. 84—104. Chicago. Illinois, U. S. A.

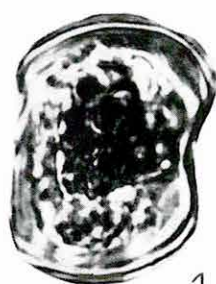
- BAKER, G.—JONES, L. H. P.—WARDROP, J. D. 1961: Opal phytoliths and mineral particles in the rumen of the sheep. — *Australian Journal of Agricultural Research*. 12. 3. pp. 462—472. Australia.
- BAKER, G.—LEEPER, G. W. 1958: Phytoliths in Victorian Soils. — *The Australian Journal of Science*. 21. 3. p. 84. Sydney.
- DEFLANDRE, G. 1947: Microscopie pratique. — pp. 1—441. Pls. 1—20. coloriées, Pls. 1—138. noires. Paris.
- DEFLANDRE, G. 1963: Les Phytolithaires (Ehrenberg). — *Protoplasma*. 57. 1—4. pp. 234—259. figs. 1—69. Pls. 1—3. Wien.
- EHRENBURG, CH. G. 1841a: Über Verbreitung und Einfluss des mikroskopischen Lebens in Süd- und Nord-Amerika. — *Monatsber. preuss. Akad. Wiss.* pp. 139—144. Berlin.
- EHRENBURG, CH. G. 1841b: Nachtrag zu dem Vortrage über Verbreitung und Einfluss des mikroskopischen Lebens in Süd- und Nord-Amerika. — *Monatsber. preuss. Akad. Wiss.* pp. 202—209. Berlin.
- EHRENBURG, CH. G. 1842a: Bericht über drei neue Lager fossiler Infusorien in Frankreich. — *Monatsber. preuss. Akad. Wiss.* pp. 270—273. Berlin.
- EHRENBURG, CH. G. 1842b: Nachricht von zwei durch die Countess of Caledon in Irland beobachteten Lagern fossiler Infusorien. — *Monatsber. preuss. Akad. Wiss.* pp. 335—337. Berlin.
- EHRENBURG, CH. G. 1846: Über die vulkanischen Phytolitharien der Insel Ascension. — *Monatsber. preuss. Akad. Wiss.* pp. 191—202. Berlin.
- EHRENBURG, CH. G. 1854: Mikrogeologie. — pp. 1—374, Atlas, pp. 1—31, Pls. 1—40., pp. I—XXVIII. Fortsetz. 1856. pp. 1—88. Leipzig.
- EHRENBURG, CH. G. 1866: Monatsber. d. k. Akad. d. Wiss. zu Berlin. pp. 810—837. Berlin. Non vidi.
- FRENGUELLI, J. 1930: Particulas de sílice organizada en el loess y en el limos pampeanos. — *An Soc. Cient. Santa Fe* 2, pp. 65—109. fig. 20.
- FRENYÓ, V. 1965: Szilícium halmazása, mint lehetséges diagnosztikai mutató. (Anhäufungen von Silizium in Pflanzen, als ein mögliches diagnostisches Merkmal.) — *Földt. Közl.* 95. 4. pp. 439—441. 1. ábra. Budapest.
- GREGORY, W. 1855: On the presence of Diatomaceae, Phytolitharia and Sponges spicules in soils which support vegetation. — *Proc. Edinburgh Bot. Soc.* pp. 69—72.
- GRIFFITH, J. W.—HENFREY, A. 1883: The Micrographic Dictionary. — 4th Ed. London.
- LEEPER, G. W. 1955: Diatom skeletons and sponge spicules in soils. — *Aust. Journ. of Sci.* 18. pp. 59—60. Sydney.
- PARFENOVA, E. I. 1956: Investigations on the minerals of podzolic soils in relation to their genesis. — *Kora Vyvetrivanija, Ak. Nauk. SSSR*. 2. pp. 31—44.
- PARFENOVA, E. I.—YARİLOVA, E. A. 1956: The formation of secondary minerals in connection with the migration of elements. — *Pochvovedenie*. 4. pp. 38—42.
- PRAT, H. 1932: L'épiderme des Graminées. — *Ann. Sc. Nat. Bot.* 10^e S. 14. pp. 117—324, Pl. 4, Fig. 106.
- RUPRECHT, F. 1866: Geobotanical Investigations on Chernoziom. — *Akad. Sci. USSR*. Non vidi.
- SMITHSON, F. 1956: Plant opal in soil. — *Nature*, 178:107. Non vidi.
- SMITHSON, F. 1958: Grass opal in british soil. — *J. Soil Sci.* 9. pp. 148—154. Pl. 1.
- STRUVE, G. A. 1835: De Silicia in plantis nonnullis. (Dissertation: Berlin). Non vidi.
- VADÁSZ E. 1963: Magyarországi kövesedett famaradványok földtani kérdései. — *Földt. Közl.* 93. 4. pp. 505—554. Figs. 1—26. Budapest.
- VADÁSZ, E. 1964: Geological Problems of Fossil Wood in Hungary. — *Acta Geol. Tom. VIII.* pp. 119—143, Fig. 1—10. Budapest.
- USOV, N. I. 1943: Biological accumulation of silica in soils. — *Pochvovedenie*. 9—10. pp. 30—36.

I. Tábla — Tafel I

1—21. *Lithodontium*

A maradványok Gönc, Hernádcéce, Gibárt, Hernádpárt—Gibárt, Abaújvár, Zengővárkony, Gyöngyöspata, Szurdokpuszpöki lelőhelyről kerültek elő. — (Az I—III. táblák nagyítása 2000×-es, a IV. tábláé 1000×-es.)

Die Resten wurden aus den Fundorten Gönc, Hernádcéce, Gibárt, Hernádpárt—Gibárt, Abaújvár, Zengővárkony, Gyöngyöspata, Szurdokpuszpöki eingesammelt. — (Vergrößerung: Taf. I—III: 2000×; Taf. IV: 1000×)



1



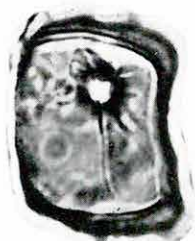
2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



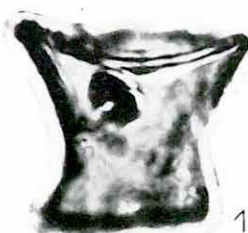
16



17



18



19



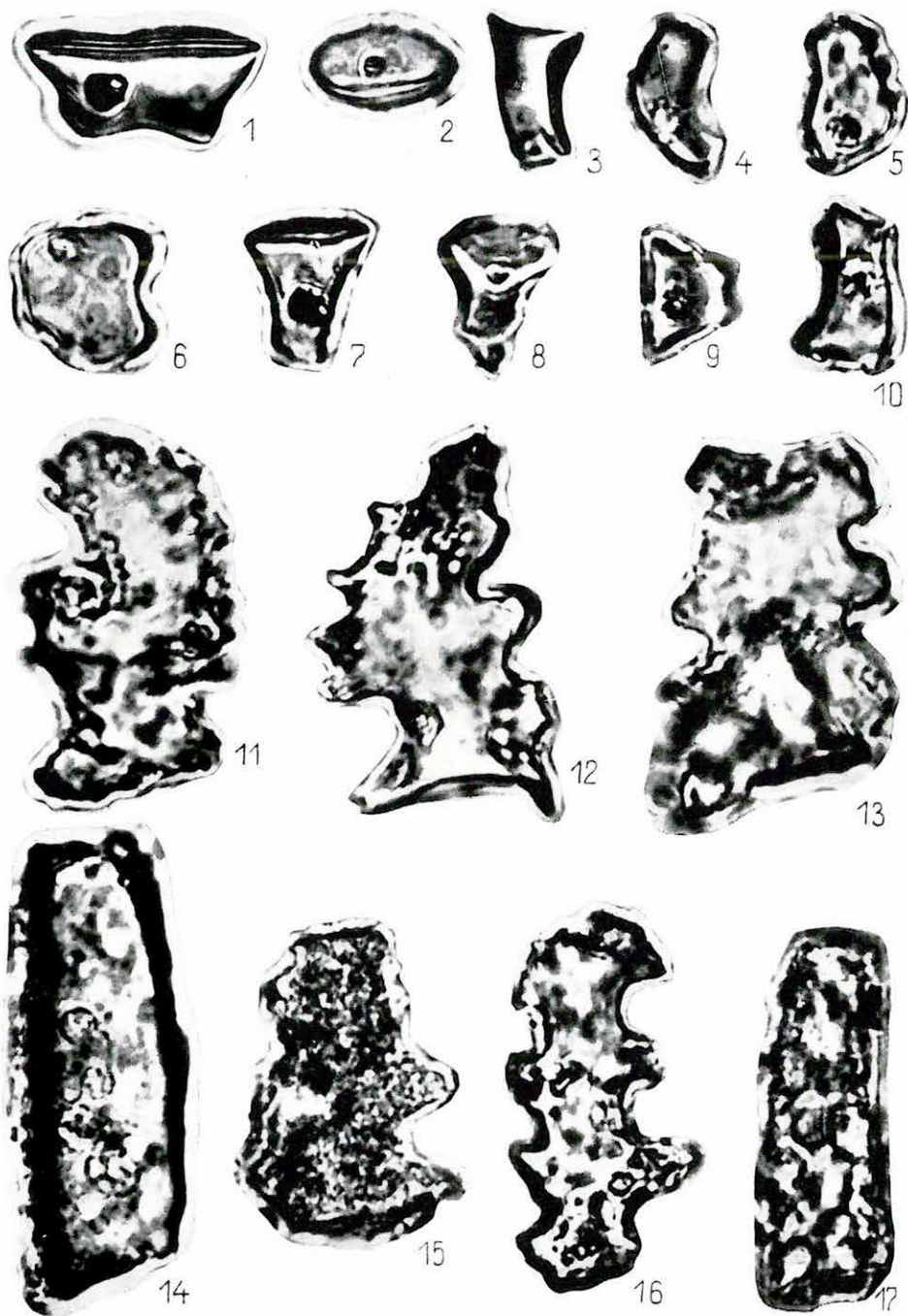
20



21

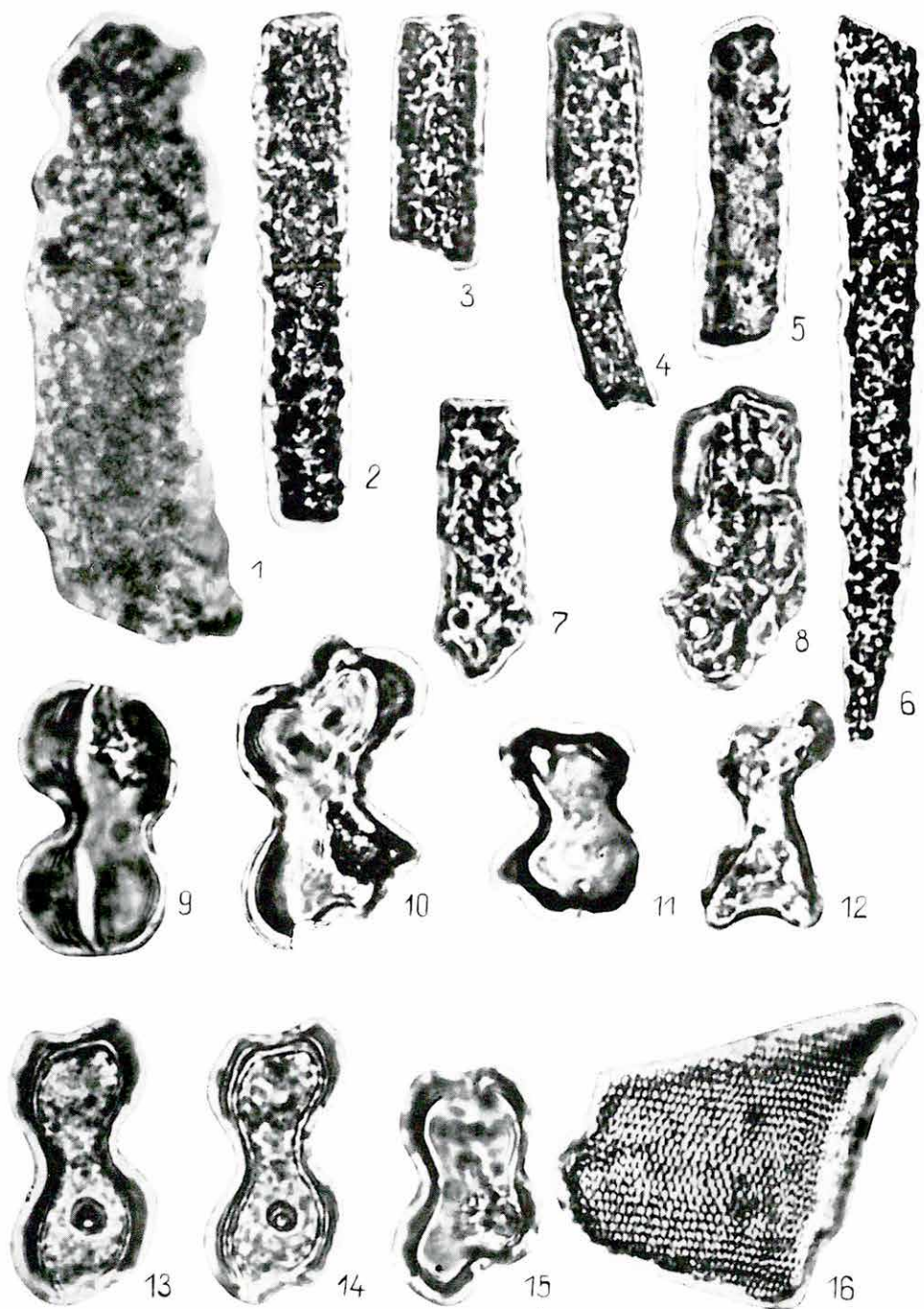
II. Tábla — Tafel II

- 1—10. *Lithodontium*
11—17. *Lithostylidium*



III. Tábla — Tafel III

- 1— 8. *Lithostylidium*
9— 15. *Lithomesites*
16. *Lithodermatium*



IV. Tábla — Tafel IV

- 1—7, 10—13. *Lithodontium*
8—9. *Lithomesites*
14—15. Szivacsű — Spongiennadel
16. *Outesia membranosa* (FRENG.) DEFL.
17. *Outesia laevis* FRENG.
18—19. *Chrysostomum simplex* CHOD.
20. *Chrysostomum* sp.
21. *Melosira* sp.
22—26. *Tetracyclus lacustris* RALFS
27, 29, 30. Ismeretlen töredék — Unbekanntes Bruchstück
28. *Tetracyclus* töredék — Bruchstück



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17



18



19



20



21



22



23



24



25



26



27



28



29



30

NEOGENE PHYTOLITHARIEN AUS UNGARN

von

M. HAJÓS

Während der detaillierten Proben Untersuchung der die den Kartierungsbohrungen und Aufschlüssen bei der geologischen Aufnahme des Mecsek-, Mátra- und Tokaj-Gebirges entnommen worden sind, haben wir in unseren Präparaten, nach der Entfernung toniger Verunreinigungen, bis jetzt unbekannte, seltsame, amorphe SiO_2 -Körperchen gefunden. Wegen ihrer Seltenheit und unregelmässige, unterschiedliche, splittrige Form haben wir zuerst an Tuffkörnchen gedacht.

Erst die Analyse der von der Zone Tokaj-Gebirge — Hernádcece — Gibárt stammenden Diatomeen-führenden Proben führte eigentlich zur Erkennung dieser ungarischen Fossilgemeinschaft, da sie in diesen Proben schon in gesteinsbildender Menge vorkamen.

Die erwähnten Formen wurden erst von EHRENBURG — dem Gründer der Mikropaläontologie — in Amerika beobachtet, hauptsächlich bei der mikroskopischen Untersuchung von Bodenproben aus Brasilien. Im Jahre 1841 beschrieb EHRENBURG diese Formen unter den Namen *Lithodontium*, *Lithostylidium*, *Lithodermatium*, wobei er sogar ihre Abstammung von Gramineen und Equisetum erkannte. Als er sie danach in lebenden Graszellen fand, dachte er zunächst, dass die Pflanzenparasiten wären. In seinem in 1854 erschienenen „Mikrogeologie“ erwähnt er diese Gruppen zusammen mit Kieselschwamm-Skelettelementen, Nadeln und Skleriten, unter den zusammenfassenden Namen „*Phytolitharien*“. Nach ungefähr drei Jahrzehnten, in 1866, stellte er fest, dass diese verkieselte Reste von Pflanzenzellen-Gewebe, oder der Pseudomorphosen wären die sich schon während des Lebens der Pflanzen gebildet und somit mehr oder minder auch die feinen Einzelheiten der Pflanzenzellen oder des Pflanzengewebes bewahrt hätten. Seine Bestimmung wurde aber schnell vergessen. Weder die Einzyklopädien des XIX. und XX. Jahrhunderts, noch der von GRIFFITH und HENFREY (1856, 1860, 1875, 1883) herausgegebene „Micrographic Dictionary“, noch der von DEFLANDRE 1930 und später, 1947, publizierte „Microscopie Pratique“ erwähnt diese Reste nicht.

Von der späteren Literatur können wir die Arbeiten von FRENGUELLI (1930), H. PRAT (1932), F. SMITHSON (1956), G. BAKER — G. W. LEEPER (1958), endlich BAKER (1959a, b, c) erwähnen.

In seiner Nomenklaturarbeit (1959c) hat BAKER nach STRUVE (1835), RUPRECHT (1866) und SMITHSON (1956, 1958) die Bezeichnung „*phytolith*“ für solchen kleinen sehr morphologisch unterschiedlichen mineralischen Substanzen angewendet, die sich in verschiedenen Teilen der lebenden Pflanzen bildeten.

Diese Reste hat er in sechs Gruppen eingereiht:

1. Die vollständigen oder beinahe vollständigen Füllungen verschiedener Zellen. Sie sind meistens stäbchenförmig.
2. Die in der Epidermiszellen der Pflanzen längs der Zellenwände sich bildenden Zellenkonturen und Häutchen. Kleine, eckige Plättchen.
3. Verdrängungen der originalen Zellenwand.
4. Mineralisierte Pflanzenflocken, Nadeln, Haken an der äusseren Zellenwand der Epidermiszellen.

5. Mineralisierung der inneren Wand der Epidermiszellen.

6. Alle diejenigen mikroskopischen Körperchen aus mineralischer Substanz, die von Pflanzen ausgeschieden werden und nicht in die Gruppen 1–5 eingestuft werden können.

DEFLANDRE, hat in seinem Studium „Des Phytolithaires“, in 1963, unter Berücksichtigung der Priorität von EHRENBURG, seine persönlichen Erfahrungen und Kenntnisse bezüglich dieser Überreste, die er seit 1925 gewonnen hatte, zusammengefasst. Die Sammelname „*Phytolitharia*“ — entsprechend der Meinung DEFLANDRE's, der EHRENBURG folgte — umfasst alle die fossilen und halb fossilen, isolierten, von Pflanzen stammenden, kieseligen Körperchen, die vom Oligozän aus bis zur Gegenwart bekannt sind.

In den von uns analysierten Gesteinsproben wurde diese Vergesellschaftung ausschliesslich in Süsswasser-Sedimenten in grossen Mengen gefunden, zusammen mit Diatomeenresten, Chrysomonas-Zysten, seltenen Pollenresten und Süsswasser-Kieselschwämmen. Die Grösse der einzelnen Stücke ist sehr verschieden, von einigen μ bis mehrere hundert μ :

Grosse Schwierigkeit bedeutet die Identifizierung der Mikrofossilien mit den entsprechenden Taxa (Arten oder sogar Gattungen) ihrer Mutterpflanzen. Nur SMITHSON (1958) gelang es ein einziges Kieselkörnchen mit der Art *Nardus stricta* zu identifizieren. In Anbetracht solcher Schwierigkeiten müssen wir — wie auch in der Palynologie — die Klassifizierung auf künstlicher, morphologischer Basis machen.

EHRENBURG hat bei den Phytolitharien vier Form-Gattungen festgestellt. Von diejenigen stammen drei von den Gramineen (*Lithomesites*, *Lithodontium*, *Lithostylidium*) und einer von den Equisetaceae (*Lithodermatium*). Der Meinung DEFLANDRE's (1963) folgend reihen wir auch unsere Reste in diese vier Form-Gattungen EHRENBURG's ein:

- Zu *Lithodontium* gehören massive, zahnartige, kegelförmige, oder eckige Formen (18 Paraspecies).
- Die *Lithostylidium*-Exemplare sind glatte oder zackige, selten stachelige, stäbchenförmige Phytolitharien (74 Paraspecies).
- Die *Lithomesites* Formen sind rund, stehen aus mehreren Kugeln, sind Hantel- oder Sanduhr-förmig, oder eingedrückte unregelmässige Kugeln (3 Paraspecies).
- Mit der Namen *Lithodermatium* hat EHRENBURG die kieseligen Geweberesten der Equisetaceae gekennzeichnet (10 Paraspecies).

Von grösster Bedeutung für die Geologie ist bei der detaillierten Studium dieser Fossilgruppe, dass die Feststellung der originalen „Mutterpflanzen“ zwar noch nicht möglich ist, doch diese Formen wichtige Angaben für die stratigraphische und fazielle Studien liefern können. Den Literatur-Angaben dürften sie auch bei der Untersuchung der terziären und quartären süsswasser bis küstennahen Sedimente und quartären äolischen Sedimente beachtet werden. Die von uns untersuchte pliozäne—pleistozäne Florengemeinschaft zeigt, dass im Sedimentationsraum, wo sie lebten, auch zahlreiche hochwertige Pflanzen vorhanden waren. Dies bestätigt selbst die terrestrische Ablagerung des Sedimentmaterials in den kleineren oder grösseren, von Zeit zu Zeit austrocknenden Niederungen. Die seltenen eingeschwemmten, korrodierten Exemplare, die wir in den miozänen (Helvet, Torton und Sarmat)

Ablagerungen finden, wurden von einem Festland, von Küsten in die aussüßende lagunenartige Littoralzone eingeführt.

Hauptziel des vorliegenden Referate ist die Geologen auf die Bedeutung des Studiums dieser mikroskopischen, kieseligen Körperchen aufmerksam zu machen. Sie können in erster Reihe für die Forscher vulkanischer Gebiete wichtige stratigraphische Unterlagen liefern. Diese Fossilien sollten also bei stratigraphischen Untersuchungen von kontinentalen Süßwasserablagerungen eine wichtige Rolle spielen, da diese Sedimente wenige oder gar keine höher organisierten Tier- oder Pflanzenreste führen.

A SÍKVIDÉKI KUTATÓ OSZTÁLY 1966. ÉVI MUKÁLATAI

Írta: RÓNAI ANDRÁS

1966-ban az Osztály feladatai két témacsoportot öleltek fel. A 200 000-es földtani térképsorozat síkvidéki lapjainak szerkesztése, a hozzájuk tartozó magyarázó kötetek összeállítása volt az első; az alföldi részletes, komplex térképezés feltárási és anyagfeldolgozási munkálatainak folytatása és az első százezres lap szerkesztési munkálatainak befejezése volt a második feladatesoport. Ezenkívül jelentős terven kívüli munkát is vállalt az Osztály.

1. A 200 000-es térképszerkesztés

Az áttekintő földtani térképsorozat szerkesztése terén ebben az évben a munkálatok túljutottak az országterület felén. Az 5 változatban megjelenő síkvidéki lapokból három lap térképsorozata nyomtatásban megjelent, további kettő nyomdában van. A két változatban megjelenő hegyvidéki lapok síkvidéki részeinek szerkesztésével az Osztály hozzájárult további három lap kiadásának lehetővé tételéhez. A kinyomtatott, vagy nyomdában levő lapsorozatok mellé 1966-ban az osztály elkészítette három lap nyomdakész kézirati anyagát és a magyarázó kötetek szövegét. Ezek:

Győr:	5 változatban, szerkesztője FRANYÓ F.
Kaposvár:	2 változatban, szerkesztője MOLDAVAY L.
Kiskunhalas:	5 változatban, szerkesztője RÓNAI A.

A térképek és magyarázók szerkesztésében a belső munkamegosztás bevált. A földtani, építésföldtani, vízföldtani és gazdaságföldtani adatgyűjtés, adatfeldolgozás és térképszerkesztés profilja mellé 1964-től kezdve kiépítettük a mélyföldtani adatgyűjtő, anyagvizsgáló és feldolgozó részleget és a paleontológus specialisták rendszeresebb foglalkoztatását is biztosítani tudtuk.

Más intézményekkel való együttműködésünk ebben az évben is zavartalan volt. A nagyobb építési tervező irodák sekélyfúrásai adatai és anyagvizsgálati dokumentációja rendelkezésünkre állott, rendszeresen kaptunk adatokat a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézettől és az Országos Vízkutató és Kútúró Vállalattól, ugyanígy az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt adattárától, az utóbbi vállalat geológiai szolgálata specialistáinak közreműködésével is segített. Térképmagyarázóink talajtani fejezetét az MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézetének szakemberei írták. A mélyföldtani kutatásban rendszeres volt az eszmecsere az Eötvös L. Geofizikai Intézet szakembereivel.

A szakmai együttműködésnek köszönhető, hogy térképmagyarázóink mélyföldtani anyaga az elsőnek kiadott kötetekhez képest jelentősen bővült és tartalomban gazdagodott. Így a kecskeméti, szolnoki, kiskunhalasi térképlapok sztratigráfiai oszlopai és a magyarázó szövegek jó áttekintést adnak a Duna–Tisza közí és Szolnok környéki terület igen változatos és sok problémát felvető medencealjazatáról.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN így foglalja össze a Kiskunhalasi lap mélyföldtani viszonyaira vonatkozó és a fúrások magmintáinak újrávizsgálásán alapuló eredményeit:

„A kristályos aljzat kizárólag ortometamorfitokból, milonitokból, fillonitokból s ortogneiszekből, valamint metasomatikus gránitosodással keletkezett mikrokin-gránitból áll. A terület ÉNy-i részén alárendelt mennyiségben újpaleozóos anchimetamorf kőzetek is előfordulnak.

Az alp–kárpáti geoszinklinális üledékei közül legidősebbek a terület D-i részén feltárt terrigén eredetű, vízben leülepedett felsőpermi homokkővek. Ezek fölött folyamatos üledékképződéssel alsó-, majd középsőtriász rétegek következnek. A felsőtriász folyamán az egész terület valószínűleg szárazulat volt.

A júra elején újból meginduló üledékképződés üledékeit a kiskőrösi, szanki és pusztamérgesi fúrások tárták fel (liász és dogger). Alsókréta üledékek a madarasi és soltvadkerti fúrásokból kerültek elő. Felsőkréta (szenon) képződmények csak a terület legdélibb részén akadnak.

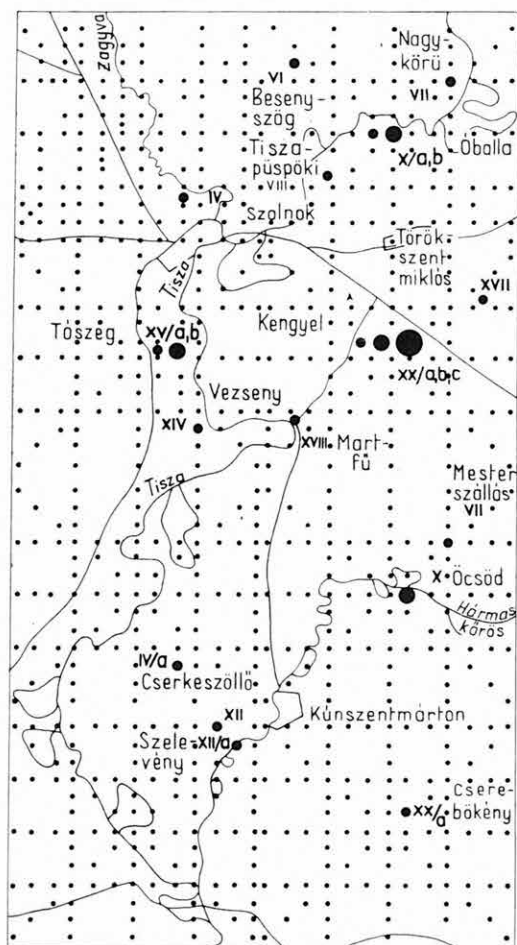
Törmelékes kifejlődésű (flis jellegű) paleogén képződmények csak a terület K-i részén, a kiskunfélegyházi depresszióban és az üllési területen fordulnak elő.

A neogén üledékképződést helvétii, tortonai, esetleg alsópannóniai terrigén törmelékes kőzetek vezetik be. A tortonai üledékek elterjedése általános, a szarmata rétegek viszont csak kisebb foltokban fordulnak elő. A pannóniai üledékek igen eltérő vastagságban az egész területen megvannak.”

Adattári adatok alapján készült el ebben az évben SZEPESHÁZY K. szerkesztésében a tiszántúli harmadidőszaki medenceüledékek aljzatának fedetlen földtani térképe a domborzati viszonyok, továbbá a mezozoos és annál idősebb képződmények feltüntetésével, 200 000-es méretben.

2. A részletes Alföld-térképezés

A 200 000-es földtani térképek szerkesztése mellett az Osztály másik jelentős feladata az 1964-ben



• 10-20 m • 100 m • 300 m • 500 m

1. ábra. Kis- és középnyírási fúrások hálózata
Рис. 1. Сеть скважин мелких и средних глубин

Szolnok térségében az Eötvös L. Geofizikai Intézettel együttműködésben megkezdett részletes komplex Alföld-kutatás folytatása volt a Csongrád jelű 100 000-es lap. A Szolnok jelű lapon kiegészítő fúrások és mélységi vízfigyelő kutak készültek. 1966-ban folyt a szolnoki lapon begyűjtött anyagminták feldolgozása és kiértékelése. 1966-ban készültek el az eredményeket összefoglaló első térképek és szelvények.

A csongrádi százezres lapon, 387 db 10 m-es és 8 db 20 m-es sekélyfúrást mélyítették le a felszínközeli rétegsorok feltárására, 5 fúrást 100; 2 fúrást 300 m mélységig a negyedkori üledékképződés tanulmányozására (1. ábra). E fúrások folyamatos magvételrel készültek. Kőzettani és paleontológiai vizsgálatra 1966-ban a szolnoki 100 000-es lap fúrásmintái kerültek, a csongrádi feltárásokból nyert minták (9350 db minta a sekély-, és 13 100 minta a közepes mélységű fúrásokból) 1967-ben kerülnek feldolgozásra.

A sekélyfúrások mellett 1966-ban a következő 100, ill. 300 m-es, közepes mélységű fúrások készültek el:

Besenyszög VI.	}	Szolnoki 100 000-es lap
Nagykörű VII.		
Szolnok IV.		
Törökszentmiklós XVII.		
Tószeg XV/a		
Tószeg XV/b (300)		
Kengyel XX/b (300)	}	Csongrádi 100 000-es lap
Vezseny XIV.		
Mesterszállás VII.		
Cserkeszőlő IV/a		
Ócsöd X. (300)		
Szelevény XII.		
Szelevény XII/a		

Az anyagfeldolgozást nagy részben a Szolnokon szervezett kisegítő laboratórium, kisebb részben a budapesti központi laboratórium munkatársai végezték. A központi laboratórium szemcsevizsgálatait NAGY E. irányította, a vízkémiai elemzéseket BARABÁSNÉ SERÉNYI E. végezte, a geokémiai vizsgálatokat ZENTAI P. vezette. A homokanyagokból nehézasványtani vizsgálatokat végzett MIHÁLYINÉ LÁNYI I. és IGALY GY.-NÉ.

Az Osztály által megszervezett szolnoki terepi laboratórium teljesítménye 1966-ban:

3650 szemcsevizsgálat
3090 karbonátvizsgálat
3140 pH-vizsgálat
750 természetes víztartalom meghatározás
150 plasztikus vizsgálat
32 Galli-féle agyag konzisztencia-vizsgálat

A paleontológiai vizsgálatokat KRETZOI M., BARTHA F., SZÉLES M., KROLOPP E., LÖRINCZ H. és MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. végezték. A fúrásokban harántolt lignitcsíkok szénkőzettani vizsgálatát PAÁL Á.-NÉ, a fosszilis talajminta vizsgálatokat STEFANOVITS P. végezte.

Az eddigi feltárások és anyagvizsgálatok eredményeit a Szolnok környéki területre vonatkozóan az alábbiakban foglalhatjuk össze. A medencealjzatról SZEPESHÁZY K. megállapításai a következők:

„A térképlap Ny-i részére nyúlik át a Duna—Tisza köze legnagyobb részét elfoglaló Mecsek—Nagykörös-i nagyszerkezeti egység. Az egység területén a főleg gránitból, migmatitos gránitból, különféle idősebb és fiatalabb metamorf kőzetekből s diaforitokból álló kristályos aljzatra a legtöbb helyen perm—mezozoós üledékek települnek, Nagykörös és Szandaszőlös között, valószínűleg alsókréta korú, bázisos vulkáni kőzettömegekkel. A neogén képződmények vastagsága itt viszonylag nem nagy. A nagyszerkezeti egység legkeletibb, szigetszerűen magasra emelkedő részét, a szandaszőlősi rögöt eocén flis képződmények veszik körül.”

A neogén képződmények vastagsága a szolnoki 100 000-es térképlap területén 1500 és 2600 m között változik. A neogén fekvő legnagyobb mélységeit a lap északnyugati részén, Újszász—Jászládány között találjuk, legjelentősebb kiemelkedései Jászkarajenő—Rákóczipfalva—Tiszapüspöki vonalába esnek. A felsőpannóniai rétegek vastagsága 900—1500 m. Az alsópannóniai felszín hasonló domborzatot mutat, mint a fent ismertetett paleogén felszín.

A felsőpannóniai, váltakozóan homokos—agyagos rétegsort követő ún. „tarka agyag” rétegösszetétel ezen a területen 150—300 m vastagságban tárták fel a fúrások. Ez az üledék zárja a pliocén, anyaga túlnyomóan kőzetliszt és jellemzője a fauna- és flóra-leletek teljes hiánya.

A negyedkori rétegek vastagsága 100 és 400 m körül változik és fekkijének domborzata nagy vonalakban megegyezik az előző felszínnel. Legnagyobb negyedkori üledékvastagság a lap ellentétes két sarkában: Újszász—Zagyvarékas és a Kengyel—Mezőtúr közötti részen mutatható ki, legkisebb vastagságokkal a Tisza vonalában fekvő összletben: Nagykörű, Tiszapüspöki—Szolnok táján számolhatunk, nem összefüggő, hanem szigetszerű területfoltokon.

A negyedkori rétegek kifejlődéséről az eddigi anyagvizsgálat tanúsága szerint megállapíthatjuk, hogy kevés a durva szemcséjű üledék. Kavicsot sehol sem tártak fel, durva homok is kevés helyen, s vékony rétegekben települ. Valódi agyag ugyan csak kevés helyen fordul elő a fiatal rétegsorban. Az üledékek zöme kőzetliszt.

A területet alföldperemi mélyedések, hordalékesapdák és gátak már a pleisztocén eleje óta elzárták a durva folyóvízi üledékek elől. Messzeterjedő árterek finom anyaga került csak ide. Egyedül a pleisztocén végén, a Tisza megjelenésével kapott jelentősebb homokanyagot a terület keleti része, ahonnan a Tisza folyó számtalan mederváltoztatás után vándorolt nyugat felé, mai helyére. Valószínű, hogy hullópor is jelentős szerepet játszott a negyedkori feltöltésben, erre mutat az anyag szemecseloslása, mésztartalma, s erre mutatnak a csernozjom-jellegű fosszilis talajrétegek is. A szél üledékképző szerepére mutat, hogy a homokrétegek nagyobbbrészt gömbölyített szemcséjűek.

A folyóvízi feltöltés az eolikus felhalmozással időben váltakozott is, de egymás mellett párhuzamosan is folyt. A mindenkori mélyebb térszíneken túlnyomórészt folyóvízi üledékek települtek, a magasabbakra a szél hordott homokot és löszet. Száraz, szeles időben az árterekre is került hullópor és futóhomok s az keveredett a folyóvízi üledékekkel. Az árterek egy része az év nagy részében vagy egészében víz alatt állott s ezeken finom iszap és agyag ülepedett le. A feltöltés folyamán az árterek és ármentes magasabb térszínek helye cserélődött a folyók helyváltoztatása folytán. A feltöltődés irányát és sebességét azonban a helyi süllyedések, vagy emelkedések szabták meg.

A negyedkori éghajlatváltozásokra a pollen-vizsgálatok adnak tájékoztatást. 1966. évben a jászládányi fúrás 949 m maganyaga és a kengyeli 500 m-es fúrás maganyaga került feldolgozásra. A kengyeli fúrás pollenmaradványokban szegény, a jászládányi viszont igen gazdag. A jászládányi fúrás folyamatosan süllyedő negyed-

kori medencét tárt fel s így az ott kapott kép az alföldi pleisztocén és felsőpliocén éghajlati változásokat valószínűleg nagyobb hiány nélkül szemlélteti. A jászladányi fúrás pollenvizsgálatát LŐRINCZ HAJNAL végezte, eredményeinek rövid foglatát az alábbi sorok tartalmazzák:

A 949,5 m mély fúrás maganyaga pollenmaradványokban általában gazdag. Hosszabb steril szakaszt csak 550—730 m között találunk. Ez a szakasz makro- és mikrofaunában is teljesen meddő. A fás és nem fás növények pollenjeinek száma igen szélsőséges értékek között változik. Egy-egy preparátumban a pollengazdag szakaszokban 1000—3000 pollent is megszámálhatunk. Ilyen szakasz jelentkezett 49—50 m-nél; 157—159 m-nél; 261—262 m-nél; 370—371 m-nél; 838—883 m-nél; 910—911 m-nél. Pollenszegény szakasz jóval több van, bár jórészüknél a maradványok hiányának okát a pollenszemek konzerválására alkalmatlan kőzetanyagban (laza homok) kell keresnünk.

A pollenfeldolgozásokból nyert flórákép a vegetáció fejlődésében 6 nagyobb szakaszt mutat; a szakaszváltozások határa a következő mélységeknél vonható meg: 130, 220, 370, 550 és 735 m.

A felső 130 m üledékszakasz klímája hideg. Kevés rövid időtartamú mérsékelt szakasz nyomai találhatók benne. Az eredeifenyő (*Pinus silvestris*) az uralkodó fafajta. Pollenjének százalékaránya többször is 90 fölé emelkedik. A meleg-lombos fafajok aránya 82—100 m között tesz szert nagyobb jelentőségre (23—35%), leggyakoribb közöttük a *Juglans*, *Tilia*, *Quercus*. Ebben az üledékszakaszban a bemosott pollenek száma több százra, néha ezerre is felszaporodik.

Az üledéksorozat második, 130—220 m közötti részének éghajlata általában hűvös, de jelentős mérsékelt szakaszok, sőt rövidebb meleg szakasz is kimutatható. A *Pinus*-félék aránya 10—20% között mozog, egy szakaszon azonban 71% fölé emelkedik, a többi fa is nagyrészt tűlevelű (*Larix*, *Taxodiaceae*) a melegkedvelő lombos fák átlag 10% körül vannak képviselve, de a 188—189 m-es mélységközben eléri a 20%-ot is (*Quercus*, *Acer*, *Tilia*, *Carya*).

Ebben a mélységközben jelenik meg a *Tsuga* pollenje; egyes preparátumokban 10—20 példányban is jelen van, jelezve a mérsékelt szakaszok mellett a meleg időszakot is.

A bemosott pollenek száma ebben a szakaszban is nagy.

220—370 m-ig vegyes-lombos mérsékeltövi erdők díszlenek a környéken. Egyetlen hideg szakasz van 270 m körül, amikor a *Pinus silvestris* aránya 50% fölé emelkedik s a *Larix* is 20%-on felül van. A melegkedvelő lombos fák közül számottevő e szakaszban a *Quercus*, *Castaneae*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Fagus*.

224 és 300 m között — meglepetésként — több pálma pollen is előkerült a preparátumokból. Jelenlétük a mi területünkön a negyedkorban nem indokolt, de a pollenek olyan jó megőrzésűek, hogy nem kerülhettek a „bemosottak” rovatába. Bemosott pollen itt jóval kevesebb van, mint a fentebbi szakaszokban.

370—550 m között a pollenanyag mennyisége csökken. 410—420 m és 470 m körül még van egy-egy gazdagabb szakasz, de 550 m-ig már csak elvétve akad néhány. A fenyőfélék aránya az 50% alatt marad, ebből eredeifenyő 10% körüli, s csak egyetlen mélységközben (433—449 m) emelkedik 43%-ig. A melegkedvelő lombos erdei fák közül kiemelkedik arányával az éger (*Alnus*); néha szinte kizárólagos (97%). Megjelennek (nagyobb számban) a melegjelző *Tsuga*, *Ginkgo*, *Juglandaceae*, de jellemző a szárazságtűrő cserjék (*Ilex*, *Rhus*) előnyomulása is. Bemosott pollen ellenben alig van, csak elvétve akad egy-kettő.

550—735 m-ig ügyszólván teljesen meddő az anyag. 82 preparátum készült e mélységek közetmintáiból, eredménytelenül.

735—949 m között (ez az üledékszakas az csigafauna alapján bizonyítottan felsőpannoniai korú) újra gazdag pollenanyag került ki az üledékekből. Különösen gazdag vegetációképek bontakoznak ki 760 m, 815 m körül és 856—910 m között. Az erdőállomány vegyes jellegű. A nedvesség- és melegkedvelő lombos fafajták uralkodnak, de a tűlevelűek aránya is jelentős; 790 és 850 m mélységben a *Pinus silvestris* aránya az 50%-ot meghaladja. Az *Alnus* 20—25%, egyéb melegkedvelő lombos fák (*Fagus*, *Nyssa*, *Quercus*, *Castanaceae*, *Ulmus*, *Acer*, *Engelhardtia*) együttesen hasonló arányban szerepelnek. Bemosott pollen ezekben a mélységekben nincs.

A jászladányi fúrás pollen feldolgozása szolgáltatta a legtöbb adatot — a csigafauna és mikrofauna mellett — az üledéksor sztratigráfiai tagolásához és az első adat-sort Magyarország negyedkori klímagörbéjének részletes megajzolásához. A fúrás néhány mélységközének jellegzetes palynológiai spektrumát a 2. ábra szemlélteti.

Az ábrát a következőképpen állítottuk össze:

A kördiagramok felső félkörében a fa pollenek (A. P.), az alsó félkörében a nem fa pollenek (N. Á. P.) százalékos elosztását ábrázoltuk. A félkörök nagysága a pollenek abszolút számával arányosan nő az ábra bal alsó sarkában megadott mérték szerint. A fa polleneket 15 csoportra osztottuk, a nem fa polleneket 6 csoportra. Az egyes csoportokat sorszám jelzi. A sorszám a feldolgozási táblázatban szereplő beosztás száma. Lásd az ábra alján. A százalékarányt a körívek hossza fejezi ki, a félkörök a 10%-os és 50%-os értékeket jelzik. A diagramok fölül írt szám a minták származási helyének mélysége; a félköröktől jobbra írt számok az illető mélységközökből származó megszámlált pollenek számát adják (fent fa pollenek, lent nem fa pollenek).

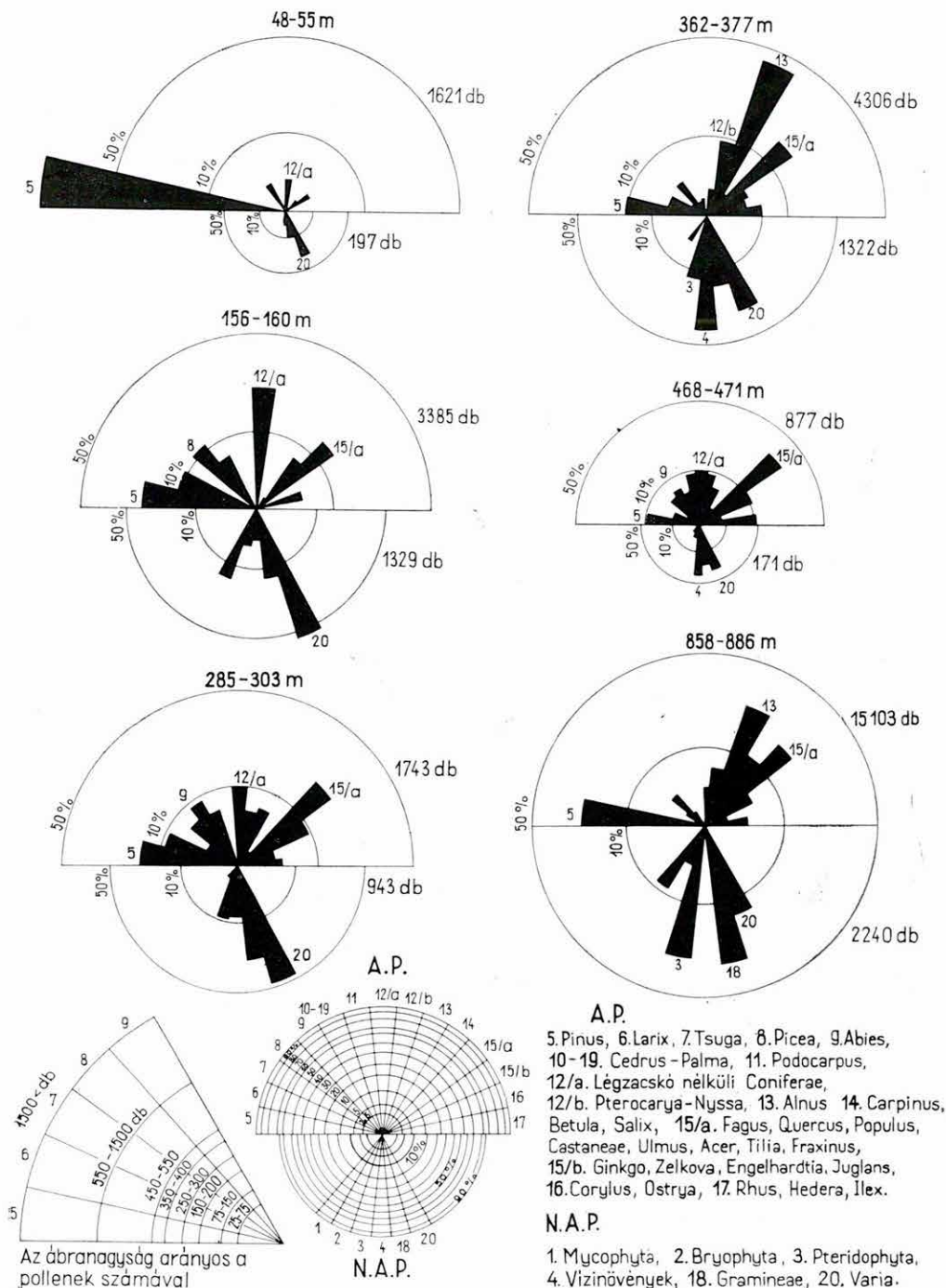
A fafajtákat úgy csoportosítottuk, hogy bal oldalon a hidegtűrők, jobb oldalon a meleget és szárazságot kedvelők sorakoznak. A bemutatott 6 diagram sztratigráfiaiilag a következő szintek vegetációját tükrözi: 48—55 m mélység. A felsőpleisztocén hideg szakasza, 93%-os *Pinus* dominanciával. 156—160 m mélység. A középsőpleisztocén meleg szakasza vegyes lombos erdővel. 285—303 m mélység. Az alsópleisztocén meleg-mérsékelt szakasza igen változatos erdőtakaróval. 362—377 m mélység. A legalsópleisztocén meleg-nedves vegetációja kiemelkedő *Alnus* dominanciával. 468—471 m mélység. Felsőpliocén végi vegetáció, meleg-száraz éghajlat kissé nedvesebb szakasza. 858—886 m mélység. A felsőpannoniai alemelet egyik hűvösebb szakasza.

A jászladányi fúrás csigafaunáját BARTHA F. és KROLOPP E. dolgozták fel, az *Ostracoda*-faunát SZÉLES M. vizsgálta. Feldolgozásaikat a későbbi fúrások paleontológiai anyaga csak részben egészíthette ki, mert a jászladányihoz hasonlóan gazdag és folyamatos leletanyagot más fúrásokban nem találtunk. A jászladányi paleontológiai alapszelvény azonban több más fúrás rétegsorának tagolását tette — a rész-adatok összehasonlítása révén — lehetővé.

A felsőpliocén és pleisztocén éghajlatáról a következő összefoglalás adható:

A fauna- és pollenvizsgálatok a felsőpliocén levantei alemeletének éghajlatát kétszertatúnak mutatják. Az alsó hosszabb szakasz meleg száraz, a felső szakasz meleg nedves. A meleg, száraz sivatagi klíma miatt nincs, vagy gyér a növényzet és az állatvilág. Ami volt, annak nyomai is elpusztultak a száraz felszínen, többnyire még a pollenek sem maradhattak meg. A felsőpliocén felső része csapadékosabb, itt megjelennek az üledékek — bár igen gyér számban — a pollenek és az *Ostracodák*; csigamaradványok azonban csak elvétve találhatók.

A negyedkor éghajlata három nagyobb szakaszra különül. Egy *melegre*, ahol a hűvös időszakok ritkák és igazán hideg időszak nincs, egy *mérsékeltre*, amely még



2. ábra. Néhány jellemző pollenspektrum a jászladányi fúrásból

Рис. 2. Некоторые характерные пыльцевые спектры из Ясладаньской скважины

nagyrészt meleg és mérsékelt s csak rövid időközök hidegek, végül egy *hidegre*, amely úgyszólván végig egyenletesen hideg s a mérsékelt szakaszok rövidek és ritkák. Az első (meleg) szakaszt megelőzi egy átmeneti rész a pliocén—pleisztocén határán, mely meleg-nedves klímájával bármelyikhez sorolható. A felsőpliocén nagyon homogen kőzetliszt anyagú rétegsorával szemben az átmeneti szakasz szemcsőösszetétele változatos folyóvízi réteggösszetétel jelez, éghajlati tekintetben pedig mérsékeltén hűvös időjárásra utaló réteggel kezdődik.

A jászladányi fúrásban a felsőpliocén 730 m-től felfelé 432 m-ig tart, az átmeneti szakasz 432 m-től 370 m-ig; az alsópleisztocén 370 m-től 220 m-ig, a középsőpleisztocén 220—65 m-ig, a felsőpleisztocén 65-től 5 m-ig tart; a holocén 5 m vastag (I. melléklet).

* * *

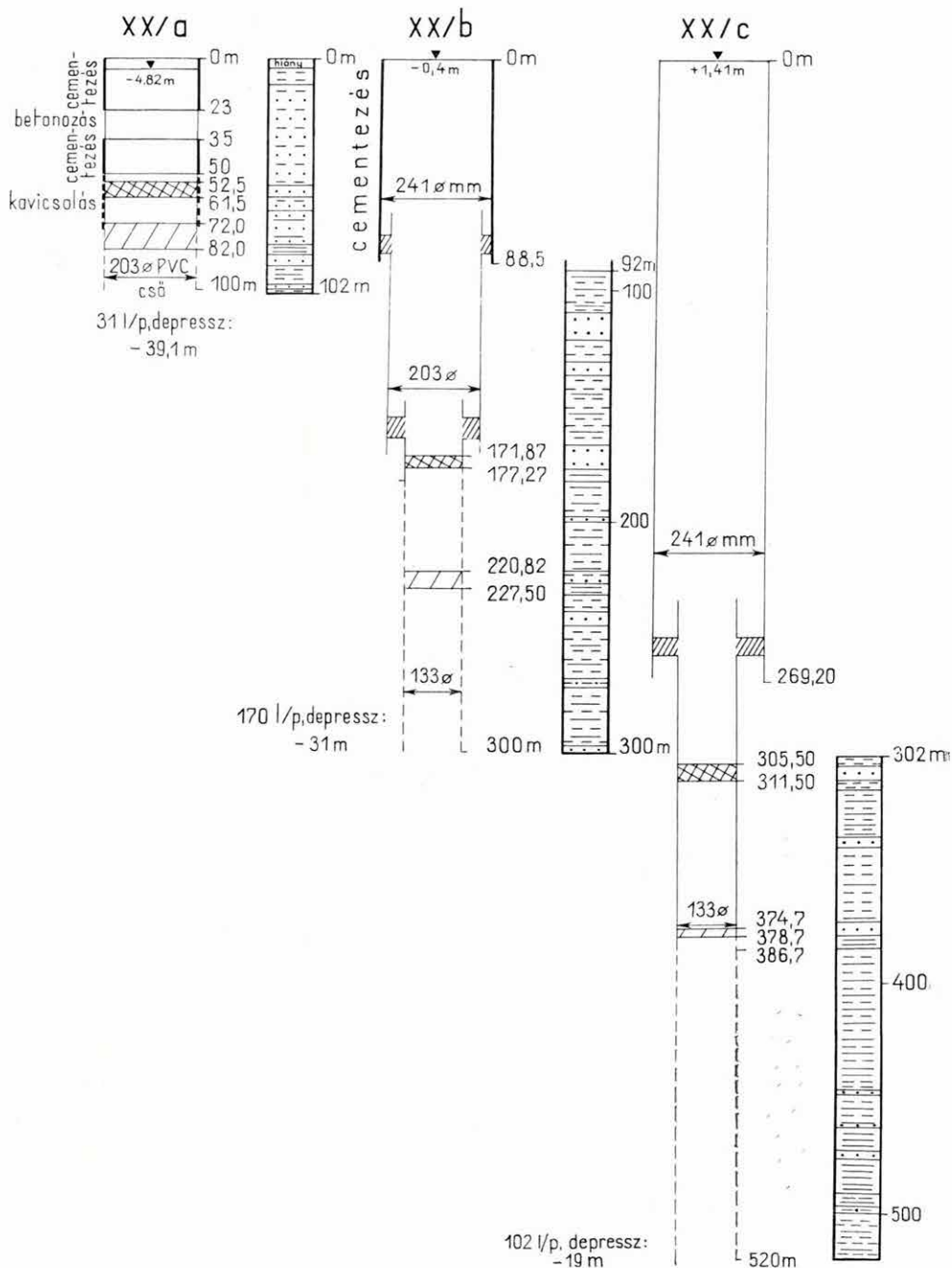
A 100—500 méteres fúrásokban a vízáadó rétegeken hidrodinamikai méréseket és próbaszivattyúzást végeztek a víz adó képesség meghatározására. E vizsgálatok eredménye az, hogy a területen a vizsgált mélységig csak közepes és gyenge vízáadó rétegek találhatók. A próbaszivattyúzások nagy leszívással is csak 100—200 l/p vizet adtak a legjobb fúrásokban, 30—50 l/p-et a gyengékben. A fajlagos vízhozamok (1 m depresszióhoz tartozó hozam) 5—21 l/p között váltakoztak, egyes kísérletképpen kivizsgált kedvezőtlen rétegekben 1 és 5 l/p között.

A megvizsgált vízáadó rétegek 200 m mélységig mindenütt terepszint alatti nyugalmi szintű vizeket tártak fel. Felsőzőkő vizet csak a kengyeli fúrás adott 305—311 m mélységből. Itt viszont a rétegekben megfigyelt nyomás 305 és 380 m között ugrásszerűen emelkedett. A 305—311 m mélységből származó víz nyugalmi szintje +1,41 m volt; a 374—379 m mélységből megnyitott réteg vize viszont +4,80 m-ig emelkedett a felszín fölé.

A talphőmérséklet mérésekből a geotermikus gradiens ezen a területen 100—500 m mélységig 6—14-nek adódik, tehát a hőmérséklet-növekedés még alföldi viszonylatban is igen gyors. Az első néhány száz méterben 100 méterenként 7—15 °C-ot emelkedik a víz hőmérséklete. Megfigyelhető volt azonban, hogy a növekedés 400 m körül már gyengébb, mint a felszínhez közelebb. Változik természetesen a geotermikus gradiens tájanként is. Legnagyobb hőmérsékletemelkedést a besenyszőgi 100 méter mély furatban mérték: 96 m mélységben 23 °C-ot.

A negyedkori rétegek vizének kémiai jellegére vonatkozóan a vízmintákból az az egyértelmű szabályszerűség tűnik ki, hogy a felszínközelségben található nagyon koncentrált és igen változatos sóösszetételű talajvízoldatok után 50—100 m mélységben és azon túl — a vizsgált 500 m mélységig — a víz típusa egységes és a benne oldott sók összszálya kevesebb, mint a talajvizé. 10 fúrásban megvizsgált 17 vízminta mindegyikében az uralkodó só a nátriumhidrokarbonát volt, mellette jóval kisebb súlyarányt és egyenértéket képviseltek a kalcium- és magnéziumsók. Elenyésző volt a szulfát- és kloridionok szála és aránya is.

A negyedkori rétegek pontos megismerésére és az ezekben található vízáadó szintek kipróbálására leemélyített fúrások egy részét figyelő kutakká építették ki. Több évtizedes követelése volt ez a szakembereknek és a legutóbbi évek vízkészletszámításai halaszthatatlanná tették a mélységi vízáadóknak végbemenő dinamikai változások pontos regisztrálását. Az a kúttelep, amelyet a Szolnok környéki földtani térképezés során a mélységi vizek nyomásváltozásainak megfigyelésére üzembe helyeztek, az első olyan hely az Alföldön, ahol víztermelésbe be nem vont



3. ábra. Kengyel XX/a, XX/b, XX/c kutak csövezési rajza és összevont rétegsora
 Рис. 3. Закладки труб скважин Кендель XX/a, XX/b, XX/c и их сводная стратиграфическая колонка

rétegeken figyelik a természetes hatásokra bekövetkező dinamikus változásokat. E rétegek természetes vízutánpótlódásának számításához e megfigyelési adatok fogják az alapot szolgáltatni.

Az első kúttelep Kengyel község mellett épült. A telep három, egymástól 50–60 m távolságra lefúrt kútból áll (3. ábra); ezek mindegyikében egy-egy vízáadó réteget szűrőztek be, gondosan kizárva a más rétegekkel való érintkezést. A beszűrőzött rétegek mélysége: 52,50–61,50 m, 171,87–177,27 m, 305,50–311,50 m. A kutak vízének nyugalmi szintje a mélység sorrendjében: –4,82 m, –0,4 m, +1,41 m volt a kiépítés idején (1966 június). A legsekélyebb kút a próbaszivattyúzásnál 31 l/p vizet adott, a második 170 l/p-et, a harmadik 102 l/p-et. A felsorolt mélységekből nyert víz oldott sótartalma BARABÁSNÉ SERÉNYI E. meghatározásában a következő:

Kengyel

Ionok	52,5–61,5 m		171,8–177,2 m		305,5–311,5 m	
	mg/l	egyenért. %	mg/l	egyenért. %	mg/l	egyenért. %
Na ⁺	230,00	53,51	300,00	86,08	433,10	87,89
Ka ⁺			13,00	2,19		
Ca ⁺⁺	42,10	11,17	11,9	3,91	16,80	3,88
Mg ⁺⁺	76,00	33,24	14,4	7,81	18,10	6,90
Fe ⁺⁺⁺	8,50	1,81	ny	—	9,50	1,57
NH ₄ ⁺	0,80	0,22	∅	—	2,20	0,56
Mn ⁺	0,40	0,05	∅	—	0,10	0,20
Cl [—]	21,20	3,19	10,0	1,88	12,80	1,67
HCO ₃ [—]	960,00	83,51	878,6	96,19	1215,00	91,98
SO ₄ [—]	120,00	13,30	13,8	1,92	66,0	6,35
NO ₃ [—]	∅	—	∅	—	∅	—
NO ₂ [—]	0,03	0,00	∅	—	∅	—
H ₂ SiO ₃			23,4			
Összes oldott anyag	1459,03	100,00	1265,1	99,99	1783,60	100,00
Lúgosság	15,70		14,4		19,9	
Összes keménység (nkf)	23,50		4,97		6,60	

A beszűrőzött rétegeket egymástól több vékonyabb és egy-két vastagabb (30 m) iszapos-agyagos záróréteg választja el. Mind a vízáadó, mind a vízzáró rétegek szemcseösszetételét, mészkarbonattartalmát, a homokok nehézasványtartalmát laboratóriumi vizsgálatok alapján részletesen ismerjük.

A kengyeli kúttelep rendszeres mérését kézi műszerekkel végzik.

A térképezés során a kengyeli hármas kúttelepen kívül a szolnoki 100 000-es lap területén további két figyelő állomást építettek ki (Óballán és Tószegen) 2–2 vízáadó szint mérésére és további hármat (Szolnok, Besenyszög, Törökszentmiklós) egy-egy vízáadó réteg figyelésére.

A csongrádi 100 000-es lapon két kút áll készen egy-egy rétegre beszűrőzve (Cserkeszöllő, Cserebökény) és egy kúttelep két réteg figyelésére (Öcsöd). E kutak mérőműszerekkel való felszerelése és a méréseket lehetővé tevő kútfejkiképzés folyamatban van, de az észlelés még nem indult meg.

Összesen tehát 9 helyen 14 kút áll rendszeres figyelésre készen; a Kengyel melletti kúttelep három kútjában az észlelés 1966-ban megindult.

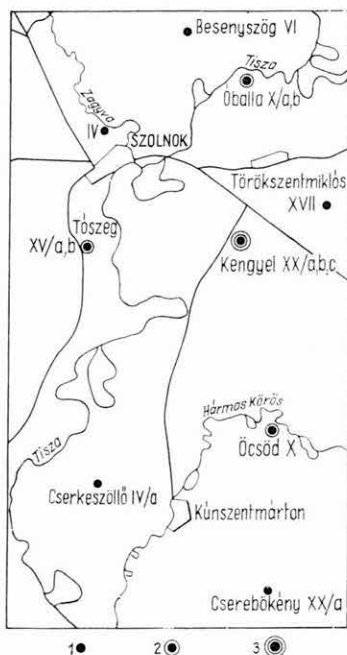
A részletes Alföld-térképezés folytatása során tervezzük a Szolnok környéki kiépített mélységi vízfigyelő rendszernek egy kútsorral való összekötését a Mátraalján kiépített vízmegfigyelő kútrendszerrel. Így a peremterületektől az Alföld közepéig gyűlnének az adatok a mélységi víztartókban megfigyelhető nyomásváltozásokról s ezen keresztül az utánpótlódásról.

* * *

A 100 000-es méretű Alföld-térképezés feladatait három gyakorlati cél körül csoportosították. A kis mélységű (10–20 m) feltárásoknak építés-földtani és agrogeológiai rendeltetést kellett szolgálniak; a 100–500 m-es feltárásoknak a vízföldtani problémák megoldása volt a feladata; a mélyebb fúrásokból végzett anyaggyűjtésnek és újravizsgálatoknak a szénhidrogénkutatást kellett segíteniök.

1966 végére kísérletképpen elkészült az eredményeket összefoglaló első képsorozat. Ez a következő változatokat tartalmazza:

1. Sekély és közepes mélységű fúrások helyszínrajza.
2. A felszíni képződmények korbeli, köztentani és genetikai minősítése áttekintő földtani szelvénnel.
3. 10 m-es fúrásoszlopok köztentani szelvényei. A margón szemeseeloszlási oszlopok.
4. 2 m mélységben található képződmények. (Köztentani minősítés.) Margón: jellemző szemesegörbék.
5. 5 m mélységben található képződmények. (Köztentani minősítés.) Margón: jellemző szemesegörbék.
6. A földtani sekélyfúrásokban elért talajvíztükör felszín alatti mélysége. Margón: a talajvíztükör sokévi ingadozási adatai. (VITUKI kutak vízjárásgörbéi.)
7. Talajvíztükör nyugalmi szintjének felszín alatti mélysége az 1964–1965. években végzett fúrások és mérések alapján. Margón: földtani szelvény a talajvíztükör (nyomás alatti és szabadtükrű) feltüntetésével.
8. A talajvíztükör (nyugalmi szint) elhelyezkedése a tenger szintje felett. Melléktérkép: a fúrásokban jelentkező víztükör abszolút helyzete és a terület domborzata.
9. A talajvíztükörre ható nyomás mértéke. Margón: földtani szelvény a talajvíztükör elérési és nyugalmi szintjével.
10. A talajvíz kémiai jellege. A vízkémiai vizsgálatok eredményei csillagdiagramokban. Melléktérképek a margón: a) a talajvíz keménysége, b) a talajvíz lúgossága.
11. A legjobb felszín alatti vízádo rétegek mélysége 500 m-ig. Melléktérképek a margón: a) a felszökő artézi vizet adó rétegek mélységi helyzete, b) a geotermikus gradiens értékei a lap területén az artézi kútkataszter adatai alapján.
12. A felszíni rétegek mésztartalma. Főtérkép: a képződmények CaCO_3 -tartalma 0,4–0,5 m mélységben. Melléktérkép: a) a képződmények CaCO_3 -tartalma 0,9–1,0 m mélységben, b) képződmények CaCO_3 -tartalma 1,4–1,5 m mélységben.
13. A felszín vízáteresztő képessége (a talajok kötöttsége). Főtérkép: agyag és iszapfrakció aránya 0,4–0,5 m mélységben. Melléktérkép: a) agyag és iszapfrakció aránya 0,9–1,0 m mélységben, b) az agyag és iszapfrakció aránya 1,4–1,5 m mélységben.

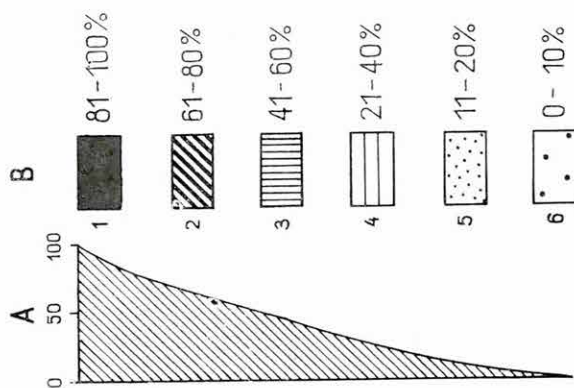


4. ábra. A mélységi vízmegfigyelő kutak helyszínrajza

Figyelt vízádorétegek: 1. egy beszűrőzött réteg, 2. két beszűrőzött réteg, 3. három beszűrőzött réteg

Рис. 4. План глубоких скважин для наблюдения за уровнем воды

Наблюдаемые водоносные пласты: 1. один фильтруемый слой, 2. два фильтруемых слоя, 3. три фильтруемых слоя

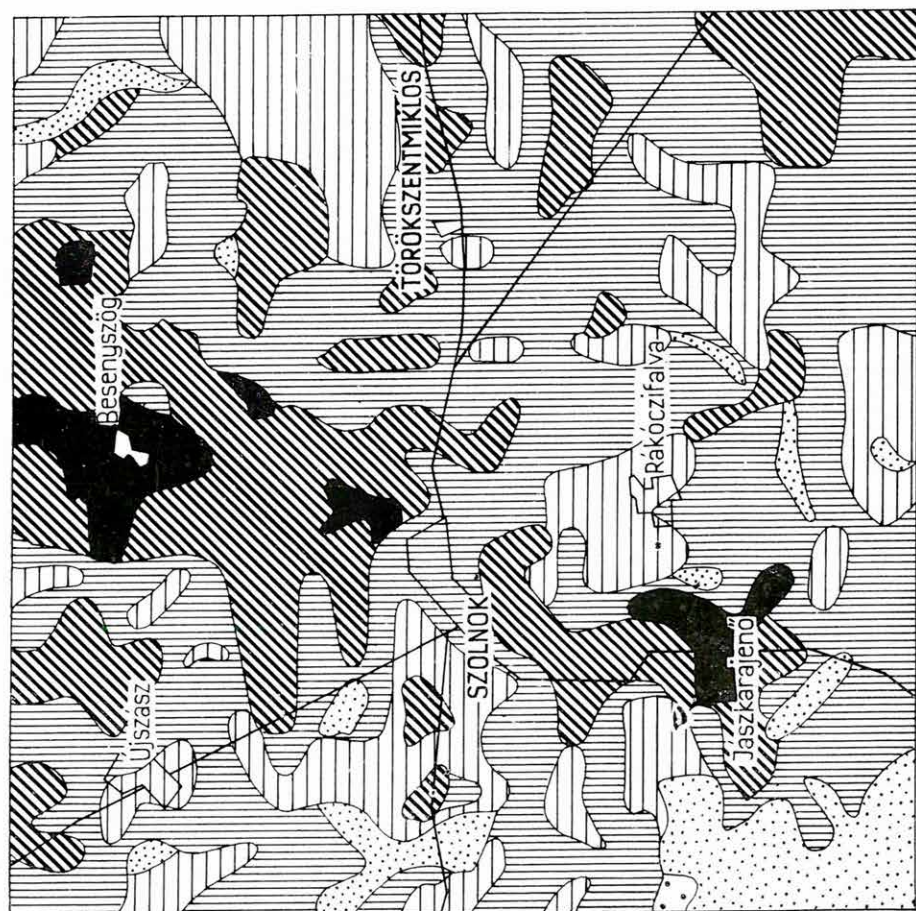


5. ábra. A felszín vízáteresztő képessége 0,9–1,0 m mélységben (részlet a Szolnok jelű 100 000-es térképsorozatból)

A=agyagfrakció; B=agyag és iszapfrakció súlyszázaléka (0,000–0,02 mm ϕ); 1. teljesen vízjáró, de erősen repedező felszín, 2. erősen vízjáró és repedező felszín, 3. vízbefogadó és erősen víztartó felszín, 4. jó vízfelvevő és jó víztartó felszín, 5. vízáteresztő és gyengén víztartó felszín, 6. teljesen vízáteresztő felszín

Рис. 5. Проницаемость поверхностных слоев на глубине 0,9–1,0 (отрывок из картосерии Солнок масштаба 1:100 000)

A=глинистая фракция; B=всегонае проценти глинистой и илестой фракций (0,000–0,02 мм ϕ); 1. водоупорная, но сильно трещиноватая поверхность, 2. сильно водоупорная и трещиноватая поверхность, 3. проницаемая и сильно водоупорная поверхность, 4. хорошо проницаемая и водоупорная поверхность, 5. водопроницаемая и слабо водоупорная поверхность, 6. вполне водопроницаемая



- 14. A neogén medencealjzat szintvonalas térképe. A neogén képződmények elterjedése és vastagsága; a neogén képződmények fektű térképe.
15. Az alsó—felső pannóniai határ mélységi térképe. Az Eötvös L. Geofizikai Intézet munkája. Saját szerkesztésű melléktérképek: a harmadidőszaki medenceüledékek feltételezett fektű térképe; a harmadidőszaki medenceüledékek aljzatának szintvonalas térképe.

Munka alatt van két további lapváltozat:

16. A negyedkori rétegek vastagságának térképe. Melléktérkép: a negyedkori rétegek fektűjének domborzata.
17. A legfelső pliocén agyagos rétegösszetétel vastagságának térképe. Melléktérkép: a legfelső pliocén rétegek fektűjének domborzata.

E lapváltozatok elkészítéséhez a még hátralévő paleontológiai vizsgálatokon kívül az Eötvös L. Geofizikai Intézet által végzett szeizmikus és geoelektromos mérések eredményeinek feldolgozása szükséges.

ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЕ РАБОТЫ ОТДЕЛА БОЛЬШОЙ ВЕНГЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ЗА 1966 г.

А. РОНАИ

1. Составление карт масштаба 1:200 000

Составлением серии обзорных карт в текущем году была охвачена территория более половины Венгрии. Из издающихся в 5 вариантах карт участков низменности вышли из печати серии трех участков, две остальные ещё находятся в печати. Для вышедших из печати и находящихся в печати серий отдел составил в 1966 г. рукописный текст объяснительных записок к трем участкам. Эти участки следующие:

Дьёр:	в 5 вариантах, составитель Ф. Франё
Капошвар:	в 2 вариантах, составитель Д. Мольдвай
Кишкунхалаш:	в 5 вариантах, составитель А. Ронаи

Наше сотрудничество с другими предприятиями и в текущем году было успешным. В нашем распоряжении имелись данные неглубоких бурений и документация обработки материалов строительных контуров, а также мы получали непрерывно данные со стороны Водохозяйственного научно-исследовательского Института, Государственного Водоразведочного и Бурового Предприятия и из архива Государственного Треста нефтегазовой промышленности. Последний помог и специалистами своей геологической службы. Глава почвоведения в наших объяснительных записках была составлена специалистами Научного Института почвоведения и агрохимии ВАН. В области геологического исследования глубин проводились регулярные консультации со специалистами Геофизического Ин-та им. Роланда Этвеша.

2. Детальное картирование Большой Венгерской Низменности

Кроме составления геологических карт масштаба 1:200 000 второй главной задачей нашего отдела было продолжение начатого еще в 1964 в области г. Сольнок вместе с геофизическим Институтом им. Роланда Этвеша комплекс-

ного исследования Большой Венгерской Низменности на листе карты масштаба 1:100 000, обозначенном «Чонград». На участке обозначенном «Сольнок», были пробурены дополнительные скважины и вырыты колодцы наблюдений. В 1966 г. были произведены обработка и анализ собранных в области Сольнокского участка материалов.

Обработка большей части материалов была произведена вспомогательной лабораторией, организованной в г. Сольнок, в меньшей — сотрудниками Будапештской центральной лаборатории. Гранулометрические анализы в Центральной лаборатории проводил Э. Надь, геохимические анализы проделала Е. Барабаш—Шерени, геохимическими исследованиями руководил П. Зентаи. Анализы минералов тяжелой фракции песков проделали И. Михали—Лани и Дь. Игали.

Палеонтологические исследования были проведены М. Кретцой, Ф. Барта, М. Селеш, Е. Кролопп, Х. Лёринц, М. Михальц—Фараго. Угольно-петрографические исследования пересеченных скважинами лигнитовых слоев провела А. Паал, фосильных почв — П. Штефанович.

Мощность неогеновых отложений в области Сольнокского листа карт масштаба 1:100 000 изменяется от 1500 до 2600 метров. Самые большие глубины залегания неогеновой подошвы находятся в северо-западной части листа между сс. Уйас и Ясладаны; подошва приподнята больше всего по линии сс. Яскара-енё, Ракоцифальва и Тисапюшпёки. Мощность верхнепаннонских образований 900—1500 м. Поверхность нижнего паннона представляет собой рельеф подобный вышеописанной неогеновой подошве, т. е. поверхности палеогена.

Свита т. наз. «пестрых глин», следующая за верхнепаннонской толщей, состоящей из чередующихся песчаных и глинистых слоев, по данным бурения имеет мощность 150—300 метров. Этими отложениями заканчивается плиоцен, они состоят большей частью из алевролита и характерным для них является полное отсутствие остатков фауны и флоры.

Мощность четвертичных слоев колеблется между 100 и 400 м. и рельеф их подошвы примерно соответствует предыдущим поверхностям. Наибольшая мощность четвертичных отложений наблюдается в противоположных углах листа: в области между сс. Уйас и Задварэкаш и сс. Кендел и Мезётур, а наименьшие мощности в толще по линии р. Тисса в районе сс. Надькёрю, Тисапюшпёки и г. Сольнок не повсеместно, а в виде отдельных пятен.

Кроме улитковой фауны и микрофауны наибольшее количество данных для стратиграфического расчленения толщи и первую серию материалов для детальной обрисовки кривой четвертичного климата Венгрии были получены при обработке пылицы Ясладанской скважины. Характерные палинологические спектры нескольких промежутков скважины показаны на рис. 2.

Анализы фауны и пылицы показали, что климат левантского века верхнего плиоцена был неодинаковым. Ранний более длительный период времени был теплым и сухим, а поздний — теплым и влажным. Из-за теплого, сухого, пустынного климата отсутствовали или были очень бедны фауна и флора. Не только следы существовавших фауны и флоры не сохранились в таких условиях, но даже и большая часть пылицы. Для конца левантского века характерным является большее количество осадков, в отложениях, хотя и очень редко, встречаются пыльца и остракоды, но остатки улиток весьма редки.

Климат четвертичного периода разделяется на три части. *Теплую*, где прохладные периоды редки и отсутствуют настоящие холода; *умеренную*, которая в большей части ещё теплая и умеренная, и холодными являются только короткие промежутки времени; и, наконец, *холодную* которая почти постоянно холодная и умеренные промежутки короткие и редкие. Первому (теплому) периоду предшествует переходный период на границе плиоцена и плейстоцена, который со своим теплым и влажным климатом может быть отнесён к любой из этих эпох. В отличие от отложений верхнего плиоцена, состоящих из однородного алевролитового материала, разнообразный гранулометрический состав отложений этого переходного периода указывает на речное происхождение, с точки зрения климата они начинаются осадками, указывающими на умеренно прохладный климат.

* * *

В 100—150 метровых скважинах произвели гидродинамические измерения и пробные откачивания с целью определения водоотдачи слоев. Эти измерения показали, что до вышеуказанных глубин в данной области находятся слои только со средней и слабой водоотдачей. Даже интенсивные пробные откачивания в лучшем случае дали только 100—200 л/мин., в худшем — 30—50 л/мин. Удельная водоотдача (водоотдача при депрессии в 1 м) изменялась между 5—21 л/мин., в отдельных исследованных невыгодных слоях — между 1—5 л/мин.

На основании измерений температур, геотермический градиент до глубины 100—500 метров оказался равным 6—14 градусам, т. е. и в условиях низменности происходит быстрое повышение температуры. Температура воды возрастает на протяжении первых нескольких сот метров через 100 метров на 7—15° С. Но было установлено, что рост температуры на глубине около 400 м ослабевает. Конечно геотермический градиент изменяется и по областям. Самая высокая температура была измерена в 100 метровой скважине в окрестностях с. Бешеньсёг, на глубине 96 м 23° С.

Часть скважин, углубленных с целью детального изучения четвертичных отложений и опробования находящихся в них водоносных горизонтов, была переделана в колодцы наблюдений.

Первая группа указанных скважин была создана в окрестностях с. Кендел. Группа состоит из трех отдаленных друг от друга на 50—60 м скважин (рис. 3.), в каждой из которых был исследован только один водоносный слой при тщательном исключении контакта с другими слоями. Глубина исследованных (профильтрованных) слоев: 52,50—61,50 м; 171,87—177,27 м; 305,50—311,50 м.

В ходе съемочных работ в области листа карты г. Сольнок масштаба 1:100 000 были созданы кроме группы у с. Кендел две наблюдательные станции (в сс. Обалла и Тосег) для измерения по 2 водоносных горизонта, и ещё три (у г. Сольнок, с. Бешеньсёг и г. Тёрёксентмиклош) для наблюдения по одному водоносному горизонту.

Значит, всего в 9 местах находятся 14 колодцев для систематического наблюдения; в трех скважинах группы у с. Кендел наблюдения начались в 1966 г.

Задачи картирования Большой Венгерской низменности масштаба 1:100 000 имеют три практические цели. Неглубокие вскрытия (10—20 м) служат строительно-геологическим и агрогеологическим целям; вскрытия глубин 100—500 м производились для разрешения гидрогеологических проблем; сбор материалов из более глубоких скважин и их повторный анализ помогли исследованиям углеводородов.

К концу 1966 г. была составлена первая экспериментальная серия карт, которая включила в себя все результаты работ. Серия состоит из 17 вариантов.

Приложение I. Обзорная таблица четвертичной геохронологии бассейна Большой Венгерской низменности (результаты анализов глин Ясладаньской скважины). — Составил: А. Ронаи, 1966. (Анализы тяжелых минералов проводила И. Михальи—Лани, пылевые анализы — Х. Лёринц, определения остракод — М. Сэлеш, гастропод — Ф. Барта и Э. Кролопп).

I. *Ископаемая почва*: 1. почва, 2. торф, 3. лигнит; II. *Гранулометрический состав, фазы опускания*: 1. глина—ил ($<0,01$ мм Ø), 2. алеврит, 3. песок ($0,1 < \text{мм}$ Ø); 1—9. *седиментационные циклы*; III. *ведущие тяжелые минералы*: 1. кальцит—доломит, 2. хлорит, 3. пирит, 4. гранат, 5. выветрелые зерна, 6. гиперстен, 7. магнетит, 8. амфибол, 9. прочие минералы; IV. *климат*: Е = мягкий, М = теплый, Н = холодный, S = сухой, N = влажный; V. *Пылевой спектр вегетации*; VI. *Виды остракод*; VII. *Фауна гастропод*: V = водные, S = наземные, М = немые отложения; VIII. *корреляция в первом приближении*.

A KRISTÁLYOS ALJZAT FONTOSABB KÖZETTÍPUSAI A DUNA—TISZA KÖZE KÖZÉPSŐ ÉS DÉLI RÉSZÉN

Írta: SZEPESHÁZY KÁLMÁN

Az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt, valamint a M. Áll. Földtani Intézet között szoros szakmai együttműködés áll fenn. Ennek az öröndetes ténynek köszönhető, hogy az újabban készülő 200 000-es földtani térképlapok magyarázói, a szénhidrogénkutató fúrások adatainak felhasználása segítségével, egyre részletesebben ismertethetik a felszín alatti képződményeket. Jelen dolgozat is az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt tulajdonában levő magminták és vékonycsiszolatok részletes makroszkópos, illetve mikroszkópos vizsgálata alapján készült, 1966-ban a M. Áll. Földtani Intézetben.

A paleozóikum végén a Duna—Tisza köze legnagyobb része hosszú időn keresztül magasra emelkedő, erőteljesen lepusztuló szárazulat volt. A lepusztulási termékek távolabbi üledékgyűjtő medencékbe szállítódtak, ezért a paleozóikum legvégén kialakult alp—kárpáti geoszinklinális perm—mezozóos és kainozóos üledékei, szembevető üledékhínnal, többnyire igen idős kristályos kőzetekből álló aljzatra települnek.

A Duna—Tisza közén eddig lemélyített mintegy 200 szénhidrogénkutató fúrás közül kb. 70 hatolt le a kristályos aljzatra. Az előkerült magmintákon végzett összehasonlító mikroszkópi vizsgálatok eredményeiből már bizonyos tájékoztató jellegű képet alkothatunk az aljzat kőzettani és nagyszerkezeti felépítéséről. Természetesen ez a kép még nagyon hézagos, bizonytalan és csak ideiglenes. A végleges és határozott kép kialakításánál a kőzetminták és vékonycsiszolatok csekély számán kívül a legnagyobb nehézséget az okozza, hogy a Duna—Tisza köze, illetve az egész Alföld kristályos kőzetei a környező területek (Dunántúl, Észak-Magyarország, Erdélyi Középhegység stb.) kristályos kőzeteitől többnyire lényegesen eltérnek s az általános használt metamorf és eruptív kőzetrendszerekbe nehezen illeszthetők bele.

Az eddig megvizsgált kőzetminták az alábbi fontosabb kőzettípusokhoz sorolhatók:

a) Az aljzat legnagyobb részét kvarcból, továbbá különféle földpátokból és csillámokból álló, többnyire egyszerű ásványi összetételű, de igen változatos szövetű, nem típusos, kiegyensúlyozatlan metamorfitek építik fel. Ezek a régi és újonnan keletkezett ásványi elegyrészeket egyaránt tartalmazó, eredeti és későbbben szerzett szöveti sajátágokat egyaránt magukon viselő földpátos metamorfitek valószínűleg egy nagy kiterjedésű, igen idős kristályos masszívumnak, az egyik prealpi (variszkuszi vagy kaledóniai) hegységképződéssel kapcsolatos regionális metamorfózisa

révén jöttek létre. A masszívum kőzetei lényegében földpátokból, kvareből és kisebb-nagyobb mennyiségű biotitból álló granitoidok (gránit, granodiorit stb.), részben esetleg azok pelit- és karbonátmentes durva törmelékei (breccsa, arkóza-konglomerátum, homokkő stb.) lehettek.

A valószínűleg jelentős kiemelkedésekkel, gyűrődésekkel, rátolódásokkal és takaró-redők képződésével kapcsolatos metamorfózis eredményeképpen, a különböző ideig ható, különféle hőmérsékletnek, valamint a különböző erősségű és minőségű nyomásviszonyoknak megfelelően a masszívum kőzetei igen változatos módon metamorfizálódtak, sőt egyes helyeken a kőzetek metasomatikus gránitosodása, migmatitosodása is megkezdődött. Mivel azonban a metamorfózist kiváltó tényezők hatása megszűnt, még mielőtt ezekben a metamorfózisnak meglehetősen ellenálló kőzetekben a végleges egyensúlyi állapot kialakulása bekövetkezett volna, csak sajátos, „félíg kész” metamorfitok jöttek létre: különféle tektonitok (milonitok, fillonitos milonitok, blasztomilonitok), földpátos csillámpala- és gneisz-szerű kőzetek (ereszemes-, gyöngy-gneiszek stb.), továbbá gránitgneiszek és mikroklingránitok (migmatitok).

b) Néhány fúrás a fenti kőzetekkel kapcsolatosan valószínűleg orto-eredetű, kisebb kiterjedésű, diorit- vagy dibáz-tömegekből keletkezett *amfibolit* is feltárt.

c) A déli országhatár közelében, egy kisebb területen, bizonytalan korú és eredetű, esetleg igen idős, típusos *csillámpalák* és *csillámkvarcitok* is előfordulnak.

d) Kisebb mennyiségben akadnak a területen kétségtelenül üledékes eredetű, aránylag fiatal, ópaleozóos vagy esetleg újpaleozóos korú üledékekből igen enyhe *regionális metamorfózissal keletkezett kőzetek* (homokkő-, aleurit- és agyagpalák) is.

Az említett kőzettípusok földrajzi elterjedéséből és elrendeződéséből a Duna—Tisza közén egy nagyjából DNy—ÉK-i irányú, letarolt s tektonikailag utólag erősen megzavart földtani alakulatlak, egy hatalmas prealpi lánchegység maradványának körvonalai bontakoznak ki. Az alakulat belső része, az egykori lánchegység kristályos magva, DNy—ÉK-i irányban elnyúló övekben, főleg különféle milonitokból, blasztomilonitokból, földpátos csillámpala- és gneisz-szerű kőzetekből, illetve azok különböző fokú metasomatikus gránitosodásával keletkezett, kisebb-nagyobb gránitgneisz- és gránit-tömegekből áll. Az e kőzetekkel kapcsolatos amfibolit-közbetelepülések s a déli országhatár közelében feltárt csillámkvarcit-, csillámpala-előfordulás kiterjedése nem jelentős. Az alakulat ÉNy-i és DK-i szárnyán egy-egy, enyhén metamorfizált pelites—homokos üledékekből álló övezet húzódik.

Úgy látszik tehát, hogy a Duna—Tisza közének, illetve az Alföld legnagyobb, középső részének kristályos alzata — a para-metamorfitokban is többnyire bővelkedő környező területekkel szemben — lényegében egy regionális metamorfózist szenvedett, hatalmas, ősi granitoid masszívum.

A) Tektonitok, migmatitok

A Duna—Tisza köze középső és déli részének granitoidokból keletkezett metamorfitjai, ásványi összetételüket tekintve, nem nagy változatosságot mutatnak. Elegyrészeik — elég tág határok között változó mennyiségi arányban — többnyire mindig ugyanazok az ásványok: kvare, ortoklász (esetleg mikroklin), plagioklász, biotit, néha muszkovit, klorit, szericit, apatit, kalcit; csak helyenként és csak kisebb mennyiségben zoizit, epidot, gránát stb. Legjellemzőbb tulajdonsága ezeknek a

közeteknek, hogy függetlenül a metamorfózis fokától, kivétel nélkül, mindig nagy mennyiségben tartalmaznak földpátokat.

A legkevésbé metamorfizálódott közetek vizsgálatából azt a következtetést lehet levonni, hogy az eredeti kőzetanyag a legtöbb esetben kvarc, ortoklász, savanyú plagioklász, biotit, apatit összetételű gránit, normálisnál kevesebb kvarcot és több biotitot tartalmazó gránit, továbbá biotitos granodiorit, illetve ezeknek a közeteknek agyag- és karbonátmentes törmeléke lehetett (I. tábla, 1. ábra*).

Az egyszerű ásványi összetétellel szemben a közetek szövete, a morzsolódás foka, az ásványi részek alakja, szemnagysága, elrendeződése és egymáshoz való viszonya azonban rendkívül változatos. Ilyen szempontokat figyelembe véve, alig akad a területen két egyforma kőzetmintát. E közeteknek az ásványi összetételén alapuló elnevezésére és a különféle metamorf-kőzetrendszerekbe való besorolására irányuló kísérletek mind ez ideig sikerteleneknek bizonyultak. Az általánosan használt metamorf-kőzetrendszerek (pl. a GRUBENMANN—NIGGLI-, JUNG—ROQUES-, BARROW-, TURNER- stb. féle rendszer) ugyanis általában csak a végleges egyensúlyi állapotba jutott metamorf kőzetekkel foglalkoznak. A kiegyensúlyozatlan, félig kész metamorfitoknak alig van irodalma. Pedig úgy látszik, hogy az Alföld kristályos aljzatában elsősorban az ilyen közetek uralkodnak. Az e közetekre ráerőltetett, ásványi összetételén alapuló elnevezések (pl. szerices kvarcit, földpátos fillit, földpátos csillámpala, epigneisz, epigránit stb.) nem kifejezőek és félreértésekre vezethetnek. Ezeket a közeteket, tekintve hogy létrejöttüknél legfontosabb szerepe az irányított nyomásnak volt, célszerűbbnek látszik tektonitoknak tekinteni s az ásványi összetétel helyett a morzsolódás és a blasztézis foka és minősége alapján rendszerezni.

Az alábbiakban rövid áttekintést nyújtunk a közetek ilyen szempontok szerint történő vizsgálatáról. Az egyszerűség és könnyebb áttekinthetőség kedvéért a kőzet-típusok rendszerbefoglalásánál a GRUBENMANN—NIGGLI-féle zónákba való besorolást használtuk, azzal a megjegyzéssel, hogy hegységképződéssel kapcsolatos metamorfózisról lévén szó, az epi- és mezo-elnevezések elsősorban nem a felszín alatti mélységet, hanem a metamorfózist kiváltó nyomás- és hőhatások nagyságát jelzik. Megtörténhet ugyanis, hogy ugyanolyan felszín alatti mélységben levő közetek a hegységképződés centrális részében mezo-, sőt katazónabeli metamorfózist szenvednek, a hegységképződés területén kívül pedig esetleg változatlanok maradnak.

Az ilyen értelemben használt zónák legfontosabb közettípusai területünkön a következők:

1. Az epizóban elég magas, de erősen irányított, nyíró nyomáshatásra a közetek kisebb-nagyobb mértékben összemorzsolódtak (milonitosodtak), palás, dinamofluidális szerkezetet nyertek s színük általában világosabb lett. A kevésbé összeűzött, épebben maradt elegyrészek palásság irányában kissé megnyúlt porfiroklasztokká váltak, a finomra őrölt, sávosan elrendeződő részecskékből pedig porfiroklasztok között elhelyezkedő köztes anyag képződött. Mivel a metamorfózis nem közvetlenül a felszínen, hanem viszonylag elég nagy mélységben, lassan játszódott le, s közben az elegyrészek igen enyhe újrakristályosodása, blasztézise is megkezdődött, kataklázitokra jellemző, nyílt hasadékok, repedések nem jöttek létre, a szétmorzsoltsági részecskék szorosan, hézag nélkül illeszkednek egymáshoz. Az elegyrészek közül a kvarc optikailag rendellenessé, unduláló kioltásúvá vált. A földpátkristályokban

* Az 1—22. sz. táblaábrák kb. 36×-os nagyítással, a 21. ábra kivételével keresztezett nikollokkal készültek.

megindult az igen finom szericitpikkelykék s esetleg a kalcit képződése. A biotit pleokroizmusa csökkent, zavarossá változott, esetleg kloritosodott. Az ásványi összetételben lényeges változás nem következett be, inkább csak a szerkezet és a szövet változott meg, a kőzetből *porfiroklasztos milonit* (pontosabban porfiroklasztos milonitos gránit, granodiorit stb.) lett (I. tábla, 2. ábra).

2. Egyenletesebben ható nyomáson az előbbi típushoz lényegében teljesen hasonló, de porfiroklasztokat nem tartalmazó, apróbb vagy durvább szemű, ugyan-csak dinamofluidális szerkezetű, makroszkóposan tömöttebbnek látszó *milonitok* jöttek létre (II. tábla, 3. ábra).

3. Szélsőséges milonitosodás esetén igen finom kvarc- és földpáttöredékekből, szericitkristálykákból s esetleg elmosódott kvarc-porfiroklasztokból álló, sötét színű, parametamorfitokhoz hasonló *ultramilonitok* is keletkeztek (II. tábla, 4. ábra).

4. A fenti kőzettípusok mindegyikénél a földpátok szericitesedése olyan méreteket ölthetett, hogy a keletkezett kőzetekre már nem is annyira a milonitosodás, hanem inkább a szericitesedés jellemző. Az ilyenfajta, rendszerint világosszürke, zöldesszürke vagy sárgásszürke színű, többnyire finom szemű és finoman palás kőzeteket *fillonitos milonitoknak* lehet nevezni (III. tábla, 5. és 6. ábra).

5. Ahol a milonitosodást nagyobb fokú átkristályosodás (blasztézis) és átásványosodás kísérte, az ortoklász-kristályokban nagyobb méretű szericitpikkelyek keletkeztek, a plagioklászokban a szericitesedés és kalcitosodás mellett kisebb-nagyobb foltokban megindult az albit s egyes helyeken, finomszemcsés halmazokban a zoizit képződése is. A biotitkristályok részben vagy egészen muszkovit-szálakákká és apró magnetitszemcsékké alakultak át. Helyenként kisebb mennyiségben, mint újonnan keletkezett elegyrész, megjelent az epidot, sőt a gránát is. A keletkezett kőzetek: *blasztomilonitok* (IV. tábla, 7. és 8. ábra).

6. A mezozónában a blasztézis és az átásványosodás olyan fokot érhetett el, hogy az ásványi elegyrészek felmorzsolódását inkább már csak a szembetűnő dinamofluidális, palás szerkezet és elválás árulja el. A földpát-kristályokban szericitpikkelyek helyett kisebb-nagyobb, víztiszta muszkovitlemezek és gömbölyded kvarc-kristályok keletkeztek (poikiloblasztos szövet), (V. tábla, 9 és 10. ábra). A plagioklász-kristályoknak foltokban víztiszta, ikermentes albittá való átalakulása gyakran jelentős méreteket öltött. A muszkovitosodást és az albitosodást valószínűleg enyhe K-, illetve Na-metaszomatózis is elősegítette. A kvarcsemmcsék is újrakristályosodtak, tisztábbakká váltak, finom hálózatszerűen elrendeződő zárványaik többnyire eltűntek. Az egykori kvarc-porfiroklasztok csipkésen vagy szutura szerűen egymáshoz illeszkedő kvarcsemmcsékből álló csomókká váltak. Az újonnan képződött elegyrészek közül elég gyakori a zoizit, epidot s többnyire nagyobb méretű porfiroblasztok alakjában a savanyú-plagioklász és a gránát is. De legjellemzőbb a mezozónabeli kőzetekre a muszkovit kisebb-nagyobb mennyiségben való megjelenése. A palássági síkokon szórta elhelyezkedő, újonnan keletkezett, gyakran 1 cm^2 -t is meghaladó, hártyszerű muszkovit-porfiroblasztok miatt a kőzetek gyakran diaforitokhoz vagy magas földpáttartalmú csillámpalákhoz hasonlítanak (VI. tábla, 11. ábra).

Ha a mezozónabeli regionális metamorfózis nyomás- és hőmérséklet-hatásai hosszabb ideig tartottak volna, e kőzetek, végleges egyensúlyi állapotba jutva, végül is főleg kvareból és csillámokból álló, típusos csillámpalákká alakultak volna át. Mivel azonban a metamorf hatások idő előtt megszűntek, csak félig kész, még sok földpátot is tartalmazó, *csillámpala-szerű kőzetek* jöttek létre. A csak finom szericitet tartalmazó fillonitos milonitok és a durvább szemű, többnyire porfiroblasztos szövetű

csillámpala-szerű kőzetek között a területen nagyon sokféle átmeneti közettípus található (VI. tábla, 12. ábra).

7. Az egyenletesebb, durvább szemnagyságú mezozónabeli földpátos kőzeteket, nagy földpáttartalmuk miatt, általában már a gneiszekhez szokták sorolni. Az ilyenfajta, legtöbbször savanyú eruptívumokból keletkezett, tehát orto-eredetű *gneisz-szerű kőzetek* jelölésére egyesek az epigránit, epigneisz elnevezést is használják.

8. Gyakran előfordul területünkön, hogy a világosszürke vagy fehéres színű, gömbölyded vagy kissé megnyúlt egykori kvarc- és földpát-porfiroklasztok, a nyíró, préselő erők hatására bekövetkezett szelektálódás következtében, a sötétebb színű, finom szemű köztes anyagban a palássággal párhuzamos síkokban rendeződnek el. Az ilyen kőzeteket *gyöngy-gneiszeknek*, *szemes-, eres-gneiszeknek* szokták nevezni.

9. Az epi- és a mezozónában, nagyobb fokú Na-metaszomatózis hatására a kőzetek gránitosodása is megkezdődött. Az ilyenfajta *blasztomilonitok*, csillámpala- és gneisz-szerű kőzetek az előbbi típusoktól csak abban különböznek, hogy nagy mennyiségben tartalmaznak újonnan képződött, víztiszta, régebbi plagioklász-töredékeket szinte amőba-szerűen magukba kebelező *savanyú plagioklász-kristályokat* vagy *porfiroblasztokat* (VII. tábla, 13. ábra).

10. Még nagyobb fokú plagioklász-képződés tömöttebb, de kisebb-nagyobb mértékben még palás szerkezetű kőzetek keletkezéséhez vezetett. Az ilyenfajta, újraolvadással (helyesebben gránitosodással) keletkezett, gránitokhoz hasonló, de még enyhén palás kőzeteket *gránitgneiszeknek* szokták nevezni (VII. tábla, 14. és VIII. tábla, 15. ábra).

11. Ott, ahol a Na-metaszomatózis mellett a K-metaszomatózis is szerepet játszott, a savanyú plagioklász-kristályok mellett újonnan képződött, ugyancsak amőba-szerű, üde, víztiszta mikroklin-kristályok is megjelentek: *mikroklínos milonit*, *blasztomilonit* és *gneisz-szerű kőzetek* jöttek létre (VIII. tábla, 16. és IX. tábla, 17., 18. ábra).

12. Nagyobb fokú plagioklász- és mikroklinképződés tömöttebb, gránitszerű, de még enyhén palás *mikroklínos gránitgneisz* keletkezéséhez vezetett.

13. Még nagyobb fokú metasztatikus gránitosodás a palás jelleg eltűnéséhez, s olyan kőzetek keletkezéséhez vezethetett, amelyek szöveti felépítésük és ásványi összetételük alapján már *gránitoknak* nevezhetők. Az ilyen, gránitosodással keletkezett gránitok eredetére csak kisebb-nagyobb milonitos foltok és a helyenként megmaradt régebbi, többnyire erősen szericitesedett földpát-kristályok utalnak (X. tábla, 19. ábra).

Nagyobb mélységben valószínűleg az elegyrészek teljes újraolvadása (anatexis) is bekövetkezett. Ilyen, olvadékból keletkezett gránitot azonban az eddigi mélyfúrások területünkön még nem tártak fel.

14. A kőzetek szintektonikus gránitosodása közben bizonyos differenciációs folyamatok is lejátszódtak. Egyes helyeken a hegységképző erők a kőzetek újraolvadt, mobilisabb részét kipréselték. A visszamaradt rész színes elegyrészekben (biotitban) viszonylag gazdagabb lett, a főleg földpátokból álló kipréselt részből pedig világos színű, finomabb vagy durvább szemű *aplittelérek* keletkeztek. Az aplitos anyag helyenként a nem gránitosodott milonitokba és gneisz-szerű kőzetekbe is behatolt. Ezek a kemény, tömött, merev aplitok, a gránitgneiszekhez hasonlóan, a későbbi (az alp—kárpáti, vagy esetleg a késő-variszkuszi) hegységképző mozgások dinamometamorf hatásaival szemben sokkal érzékenyebbek voltak, mint a kíséretükben levő lazább metamorf kőzetek, ezért bizonyos szerkezeti öveket jelző sávokban

gyakran szembetűnően kataklázos szerkezetűek, néha breccsaszerűen zúzottak (kakirit), (X. tábla, 20. ábra).

15. Helyenként a metasomatikus gránitosodással keletkezett mikroklingránit nem tömött, kemény, hanem sajátságosan laza, néhol szinte morzsolható kőzet. Ennek valószínűleg az az oka, hogy a hegységképző mozgások hatása következtében nyugtalan körülmények között képződött ásványi elegyrészeknek az egymáshoz való illeszkedése nem lett egészen tökéletes. Az ilyen laza kőzetek egykori szerkezeti övek helyét jelzik.

A fentebbi kőzettípusok közül az anyaghozzáadás (metaszomatózis, migmatitosodás) nélkül keletkezett, tiszta metamorfitek, az ún. ektinitek közé csak az 1–4. sz. típus kőzetei tartoznak. Az 5–15. sz. típus kőzetei, vagyis a milonitok, a blasztomilonitok és a gneisz-szerű kőzetek egy része, a gránitgneiszek és a gránitosodással keletkezett gránitffélések, továbbá az aplittelérekkel átjárt kőzetek már a tágabb, sőt egyesek a szűkebb értelemben vett *migmatitok* közé sorolhatók.

B) Amfibolitok

Kisebb *amfibolit*-tömegeket tárt fel néhány fúrás a miskei, a szanki és az öttömösi területen. Az előkerült kőzetminták ásványi összetétele többnyire igen egyszerű. Zöld amfibolon és plagioklászon kívül csak helyenként akad kevés kvarc, titanit, rutil, apatit, gránát, epidot, biotit stb. A kvarc csekély mennyisége, a magas Ti-tartalom, az egyszerű ásványi összetétel s a kőzetek szöveti sajátosságai orto-eredetre utalnak. Úgy látszik, hogy ezek a kőzetek különféle, nem túlságosan bázisos, dioritos vagy gabbroidális eruptívumok (diorit, diabáz, stb.) mezozónabeli metamorfózisa révén jöttek létre (XI. tábla, 21. ábra).

C) Csillámpala, csillámkvarcit

Magyarország D-i határa közelében, néhány kunbajai és madarasi mélyfúrásból, a fentebbiektől elég lényegesen eltérő metamorf kőzetdarabok kerültek felszínre. A rendelkezésre álló maganyagból nem lehetett tisztázni, hogy a minták a kristályos aljzathoz származnak-e, vagy pedig csak az azt közvetlenül befedő permi vagy miocén korú durva törmelékkőzetekből. Mindenesetre a minták a közelben levő kristályos aljzat kőzeteiről nyújtanak felvilágosítást.

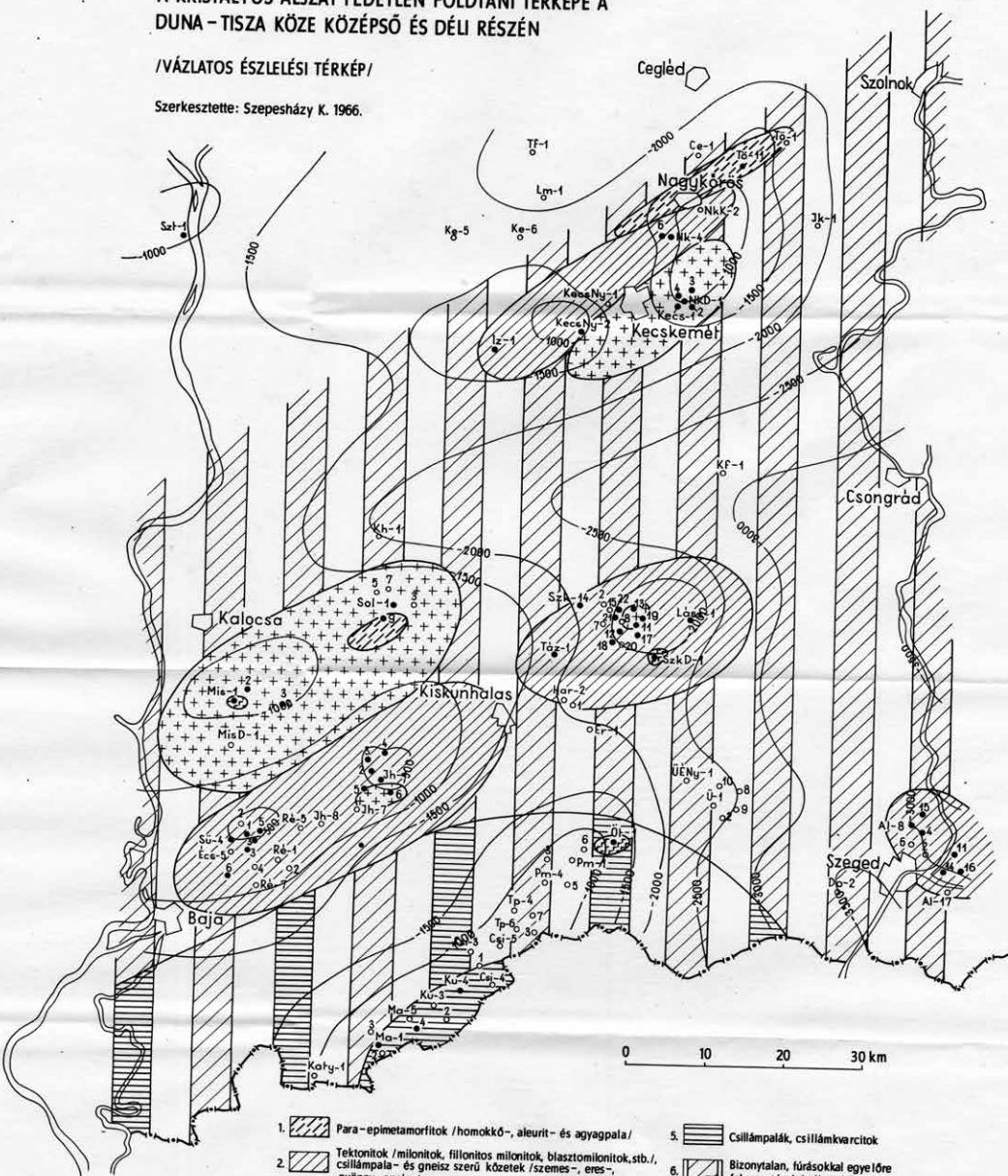
A megvizsgált magminták anyaga makroszkóposan szembetűnően palás szerkezetű, változó szemnagyságú, apró vagy durva szemű, helyenként néhány cm-es kvarc-csomókat, -lencsét tartalmazó *csillámpala* és *csillámkvarcit* (XI. tábla 22. ábra). A kőzetek mikroszkópi felépítésében, ingadozó mennyiségi arányban, mindennél ugyanazok a lényeges ásványi elegyrészek vesznek részt: elsősorban kvarc, azonkívül biotit és muszkovit. Járulékos elegyrészek: helyenként kevés földpát és elváltozott porfiroblasztok alakjában gránát. A mellékes elegyrészek és az átalakulási termékek közül említésre méltó az apatit, cirkon, magnetit, ilmenit, limonit, szericit, titanit, epidot stb.

Lehetséges, hogy ezek a kőzetek a fentebb ismertetett tektonitokhoz hasonló eredetű és korú, de végleges egyensúlyi állapotba jutott, típusos mezozónabeli ortometamorfitek, de az is elképzelhető, hogy azoknál idősebb, üledékes eredetű, esetleg ismételt metamorfózist elszenvedett parametamorfitek.

A KRISTÁLYOS ALJZAT FEDETLEN FÖLDTANI TÉRKÉPE A DUNA-TISZA KÖZE KÖZÉPSŐ ÉS DÉLI RÉSZÉN

/VÁZLATOS ÉSZLELÉSI TÉRKÉP/

Szerkesztette: Szepesházy K. 1966.

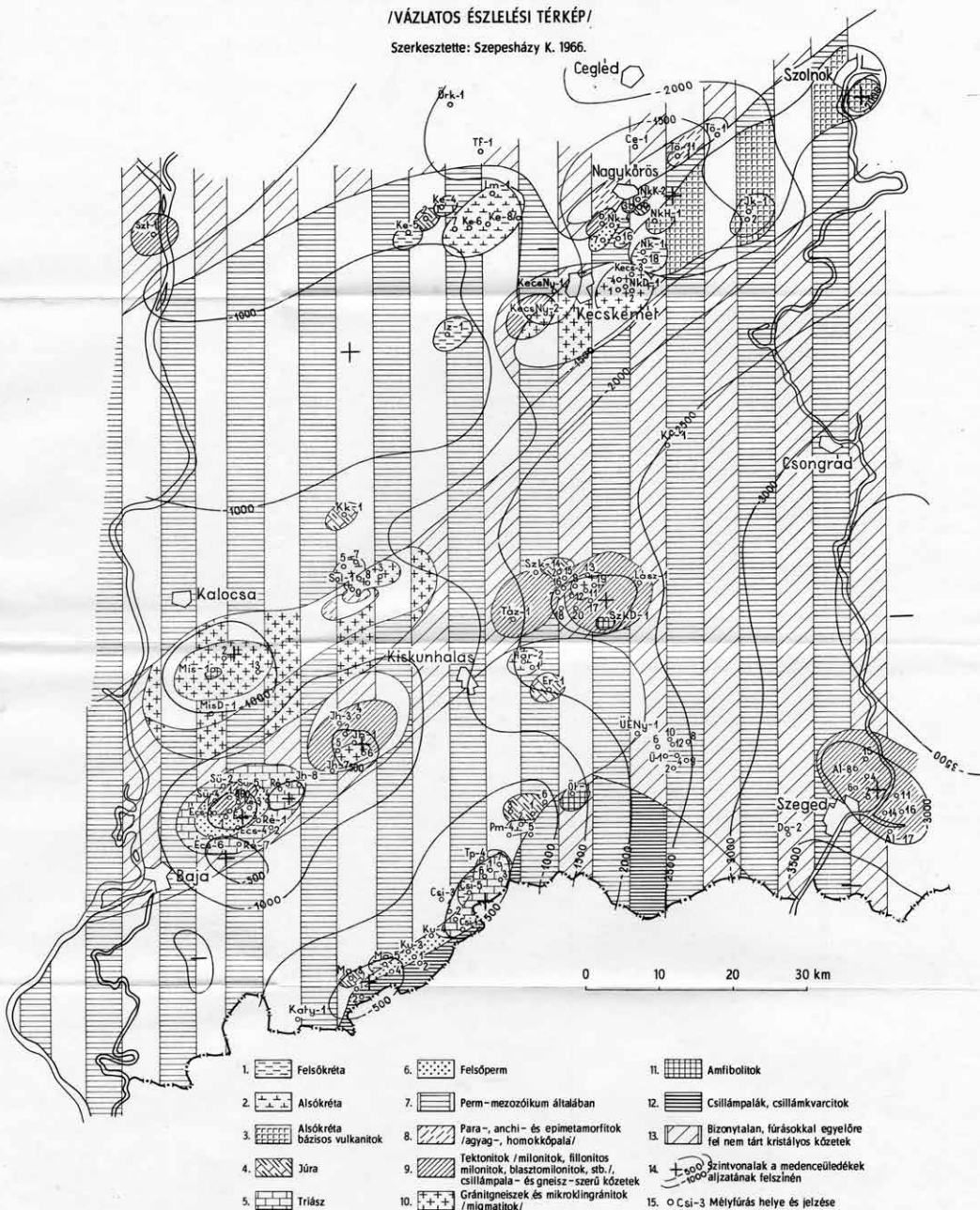


1. Para-epimetamorfitok /homokkő-, aleurit- és agyapala/
2. Tektonitok /milonitok, filonitos milonitok, blasztonilonitok, stb./, csillámpala- és gneisz szerű kőzetek /szemes-, eres-, gyöngy-gneisz/
3. Gránitgneiszek, mikroklingránitok /migmatitok/
4. Amfibolitok
5. Csillámpalák, csillámkvarcitok
6. Bizonytalan, fúrásokkal egyelőre fel nem tárt kristályos kőzetek
7. Szintvonalak a kristályos aljzat felszínén
8. Nk-4● A kristályos aljzatig leemélyített fúrások helye és jelzése

A DUNA-TISZA KÖZE KÖZÉPSŐ ÉS DÉLI RÉSZÉN

/VÁZLATOS ÉSZLELÉSI TÉRKÉP/

Szerkesztette: Szepesházy K. 1966.



1. Felsőkréta

2. Alsókréta

3. Alsókréta bazisos vulkanitok

4. Jóra

5. Triász

6. Felsőperm

7. Perm-mezozoikum általában

8. Para-, archi- és epimetamorfitok /agya-, homokkőpala/

9. Tektonitok /milonitok, filonitok, milonitok, blaszomilonitok, stb./, csillámpala- és gneisz-szerű kőzetek

10. Granitgneiszek és mikroklingranitok /migmatitok/

11. Amfibolitok

12. Csillámpalák, csillámkvarcitok

13. Bizonytalan, kőszékek egyelőre fel nem tárt kristályos kőzetek

14. Szintvonalak a medenceüledékek aljzatának felszínén

15. Cs-3 Mélyfúrás helye és jelzése

D) Pelites—homokos eredetű epimetamorfitok

A Duna—Tisza köze középső és déli részének kainozóos és mezozóos üledékek alatt feltárt, uralkodólag orto-eredetű metamorfitjait eredetileg valószínűleg egy para-eredetű anchi- és epimetamorf kőzetekből álló köpeny borította be. Ez a köpeny azonban a paleozóikum végén nagyrészt lepusztult. Maradványait néhány bányászati mélyfúrás (Elemir, Boka és Lokve környékén) (NIKOLIC—KEMENCI 1962), az északi szárnyon pedig egy történelmi és egy soltvadkerti fúrás tárta fel. A Tö-11. jelű fúrás 1382—1587 m között, alul sötétszürke, finom-, apró- és durvaszemű, vékony kvarc- és kalciterekkel behálózott *homokkőpala*-, feljebb pedig homokkő- és aleuritesíkokkal váltakozó *kőzetlisztes agyagpala*-rétegekből álló összletet harántolt. A Sol-9. jelű fúrás 1226 m körül, valószínűleg helvét korú mikrolinos gránitörmelék alatt, fehér karbonát-erekkel átjárt, sötétszürke, kemény, tömött, *szericites agyagpalába és aleuritpalába ért*. Lehetséges, hogy ezek az enyhe metamorfózist szenvedett parametamorfitok az egykori prealpi gyűrt hegység flis övezetének a maradványai. A soltvadkerti, lényegében kvarcsezemesékből és szericitpikkelyekből álló kőzeteket JUHÁSZ Á. a Kisalföld hasonló, ópaleozóos metamorfitjaival azonosította.

A Duna—Tisza köze középső és déli részén az eddigi mélyfúrásokból katasónabeli kőzetek, igazi gneiszek, granulitok és eklogitok nem kerültek elő. Az A)—D) fejezetekben tárgyalt valamennyi közettípus GRUBENMANN rendszerében az epi- és mezozónába, JUNG—ROQUES rendszerében a felső és alsó csillámpalák, valamint a felső gneiszek övébe, BARROW rendszerében a klorit, a biotit, az almandin és a staurolit-disztén övébe, TURNER—VERHOOGEN rendszerében pedig a zöldpalák és a gránátamfibolitok metamorf fáciesébe sorolható. Az epizónabeli kőzetekre a szericit-, a mezozónabeliekre a muszkovit, vagy a zoizit, epidot, gránát képződése jellemző.

A közettípusok területi elterjedéséről (I. és II. sz. melléklet) röviden az alábbiakat lehet megállapítani:

A déli országhatár közelében, Madaras és Kunbaja környékén, esetleg a vaskút—mélykúti depresszió egy részében is, a kristályos aljzat valószínűleg csillámpalából és csillámkvarciból áll.

A Duna—Tisza köze DK-i részén levő algyői területre főleg különféle milonitok és gneisz-szerű kőzetek (gyöngy-, szemes és eres gneiszek) jellemzőek.

A sükösdői és érsekcsanádi fúrásokból előkerült minták anyaga főleg csillámpalaszerű, néhol erősen albitosodott blasztomilonit.

A jánoshalmi terület D-i részére igen erős Na-metaszomatózist szenvedett, de még kisebb-nagyobb mértékben palás szerkezetű gránit-gneisz jellemző. Északabbra fillonitos milonitok következnek. Ezek a kőzetek eredetileg is plagioklászban gazdagabb, káliföldpáthban szegény granitoidok (granodioritok) lehettek.

A szanki terület kőzetei igen változatosak. ÉNy-on a fillonitos milonitok és blasztomilonitok, DNy-on és D-en inkább a csillámpalákra, illetve diaforitokra emlékeztető blasztomilonitok és gneisz-szerű kőzetek uralkodnak. A terület középső és ÉK-i részén olyan blasztomilonitok és gneisz-szerű kőzetek találhatók, amelyeknél már jelentős Na-, sőt a szórványosan megjelenő mikroklinkristályok alapján kezdődő K-metaszomatózis is megfigyelhető.

Egy Miske—Soltvadkert—Keeskemét közötti, DNy—ÉK-i irányú vonulatban a gyakran biotitban földtűsül, helyenként málnapiros aplittélérekkel átjárt mikroklinos, milonitos gránitok, mikroklinos gránitgneiszek, mikroklingránitok, illetve mikroklinos granodioritok uralkodnak. Ezek a kőzetek erőteljes Na- és K-metaszoma-

tózissal, illetve gránitosodással kísért metamorfózis hatására keletkeztek. A gránitosodásnál a metamorf folyamatok mellett valószínűleg mélyből felnyomuló granitoid magmatómegek is szerepet játszottak.

Tovább ÉNy felé, Izsák—Nagykőrös vonalában, az egykori gyűrt hegység ÉNy-i szárnyán, ismét egy mezo- és epizónabeli tektonitokból álló öv következik. Az Iz-1. jelű fúrás kőzete diafioritra emlékeztető muszkovitos milonit, ultramilonit és csillámpala-szerű blasztomilonit, az Nk-6. jelű fúrásé milonitos biotitgránit, az Nk-4. jelű fúrásé pedig porfiroklasztos milonit, illetve szericitből és kvarcból álló ultramilonit.

A többnyire orto-eredetű, idős kristályos kőzeteket egykor nagyrészt befedő, paleozóos parametamorfitokból álló köpeny kisebb roncsait tárta fel a Tő-11. jelű fúrás és egyelőre nem eléggé tisztázott településben a Sol-9. jelű fúrás. Fiatalabb törmelékes kőzetek (perm—mezozóos, paleogén, neogén breccsák és konglomerátumok) törmelékdarabjaiból hasonló roncsok jelenlétére lehet még következtetni az üllési területtől D-re, továbbá a Mis D-1. jelű fúrás, valamint a Nk-4. és Nk-6. jelű fúrások közelében is.

Valószínűleg bázisos eruptívumok mezozónabeli átalakulásából keletkezett, kisebb kiterjedésű amfibolit-tömegeket találtak a Mis-1. és a Szk-1. jelű fúrásban. Valószínűleg valamivel nagyobb kiterjedésű s az előbbiektől némileg eltérő szövetű és ásványi összetételű, de ugyancsak orto-eredetű amfibolit-tömeget tárt fel az Öt-1. jelű fúrás.

A Duna—Tisza között környező területek kristályos kőzeteiről egyelőre csak nagyon hiányos adataink vannak.

Jugoszláviában, Bácska É-i részén, Žednik, Bačka Topola, Ada és Mol környékén a kristályos aljzatot részben a madaras—kunbajai terület csillámpaláihoz, részben az attól É-ra levő területek metamorfizmusaihoz hasonló (granitoidokból, illetve azok törmelékéből keletkezett) földpátos, mezo- és epizónabeli metamorf kőzetek építik fel. Délebbre, a Bánságban, enyhe regionális metamorfizmust szenvedett, paleozóos pelites—homokos üledékek is előfordulnak (NIKOLIĆ—KEMENCI 1962).

A Tiszántúl szomszédos részén (pl. Pusztaföldvár, Biharnagybajom környékén) a földpátokban gazdag ortometamorfitok mellett úgy látszik, gyakoriak a csillámpalák is (DANK 1962).

A Duna—Tisza köze É-i részéről még alig vannak adataink. A ceglédi fúrások durva törmelékanyaga mikroklinos, muszkovitos gránitból, illetve gneisz-szerű kőzetekből álló kristályos aljzatot sejtet.

Egy ÉK—DNy-i irányú vonulatban, a kecskeméti, soltvadkert és miskei területek metasomatikus gránitosodással keletkezett mikroklingránitjaihoz hasonló kőzetek fordulnak elő a Mecsek hegységben is (WEIN 1966). Itt azonban a gránit környezetében a para-metamorfitok úgy látszik nagyobb szerepet játszanak, mint a Duna—Tisza között.

* * *

A Duna—Tisza köze kristályos kőzetei korának megállapításához az eddigi vizsgálatok még nem elégségesek. A kerkérdést a környező területek parametamorfizmusainak behatóbb vizsgálatával valószínűleg tisztázni lehet. Az abszolút kormeghatározási vizsgálatok eredményeiből igen könnyen téves következtetéseket lehet levonni, mert az itt előforduló, tulajdonképpen csak félig kész metamorfitokban, ugyanabban a mintában különböző korú ásványi elegyrészek (pl. a földpátok, csillámok esetében) találhatók.

Az eddigi közettani vizsgálatok alapján valószínűnek látszik, hogy a Duna—Tisza köze kristályos kőzeteinek regionális metamorfózisa és metasztatikus gránitosodása (migmatitosodása) egyetlen nagy prealpi hegységképződéssel kapcsolatos. Elképzelhető, hogy ez a variszkuszi (herciniai) hegységképződés volt. Ezt a hegységképződést ugyanis Franciaországtól Lengyelorszáig mindenütt igen erőteljes gyűrődés, metamorfózis és gránitosodás kísérte. De az is lehetséges, hogy a Kárpát-medence területe a herciniai gyűrődési régió kívül esett, s az itt levő metamorf kőzetek még régebbi, esetleg a kaledóniai gyűrűt hegységnek a maradványai. Azok a granitoid kőzetek, amelyekből a Duna—Tisza köze tektonitjai és migmatitjai keletkeztek, tehát legalább kaledóniai vagy még annál is idősebb, prekambriumi korúak. Lehetséges, hogy a madaras—kunbajai csillámpala és csillámkvarcit még ezeknél a granitoidoknál is idősebb. A miskei és szanki amfibolit valószínűleg a tektonitokkal és migmatitokkal egyidőben keletkezett, a granitoidokkal egyidős, vagy esetleg azoknál fiatalabb bázisos eruptívumokból. Az öttömösi amfibolit közvetlen környezetét egyelőre nem ismerjük, kora bizonytalan; lehetséges, hogy a kunbaja—madarasi metamorfitekhoz kapcsolódik. A Tö-11. jelű fúrás homokkő- és agyagpalája, valamint a Sol-9. jelű fúrás aleurit- és agyagpalája valószínűleg fiatal-ópaleozoós (szilur), vagy esetleg alsókarbon korú.

IRODALOM*

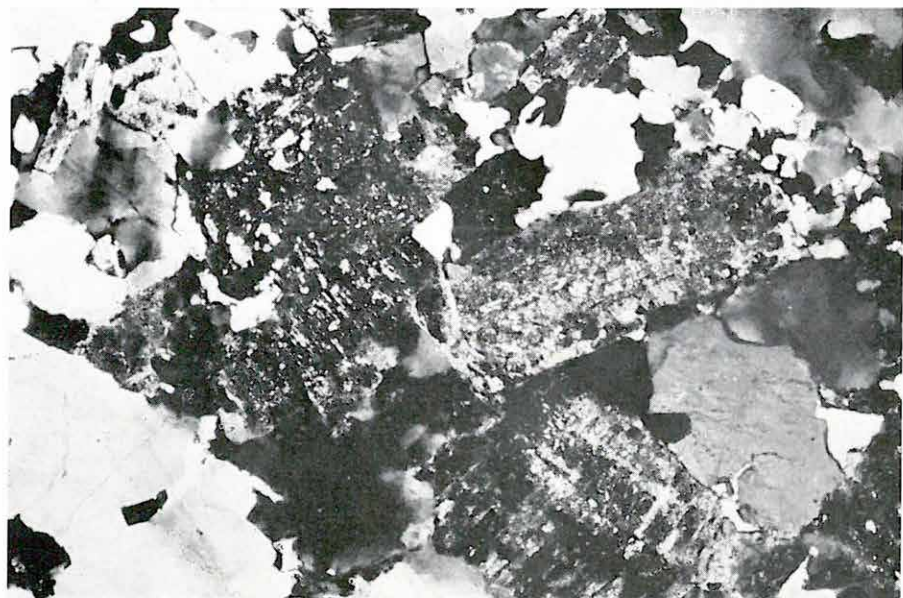
- CSONGRÁDI B.-NÉ 1966: Rétegtani és közettani adatok az algyői terület mélyföldtanához. — A Kőolaj- és Földgázbányászat Tudományos-műszaki közleményei. pp. 338—350.
- DANK V. 1962: Subsurface Geology of the Southern great Hungarian Plain as Shown by Oil Drillings. — Ann. Univers. Sci. Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sec. geol. 6. pp. 15—45.
- FORGÓ L.—MOLDVAY L.—STEFANOVITS P.—WEIN GY. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozathoz. Pécs.
- JUHÁSZ Á. 1965: Adatok a Duna—Tisza-köze metamorf és magmás medencealjzatának ismeretéhez a soltvadkert és miskei fúrások alapján. — Földt. Közl. 95. 4. pp. 375—381.
- JUHÁSZ Á. 1966: Szank és környékének harmadidőszaknál idősebb földtani képződményei. — A Kőolaj- és Földgázbányászat Tudományos-műszaki Közl. pp. 319—322.
- NIKOLIĆ D.—KEMENCI R. 1962: Geoloski i petrografski sastav neogene podloge u oblasti Vojvodine. — Referat V. Savetovanja Geologa F. N. R. Jugoslavije pp. 243—252.

* Az al földi mélyfúrásokból előkerült hatalmas mennyiségű kristályos kőzetanyag alaposabb feldolgozása még a jövő feladata. Részletesebb közettani vizsgálatokat ez ideig csak JUHÁSZ Á. és CSONGRÁDI B.-né végzett, előbbi a miskei, soltvadkert és szanki, utóbbi az algyői és deszki fúrások magmáitán.

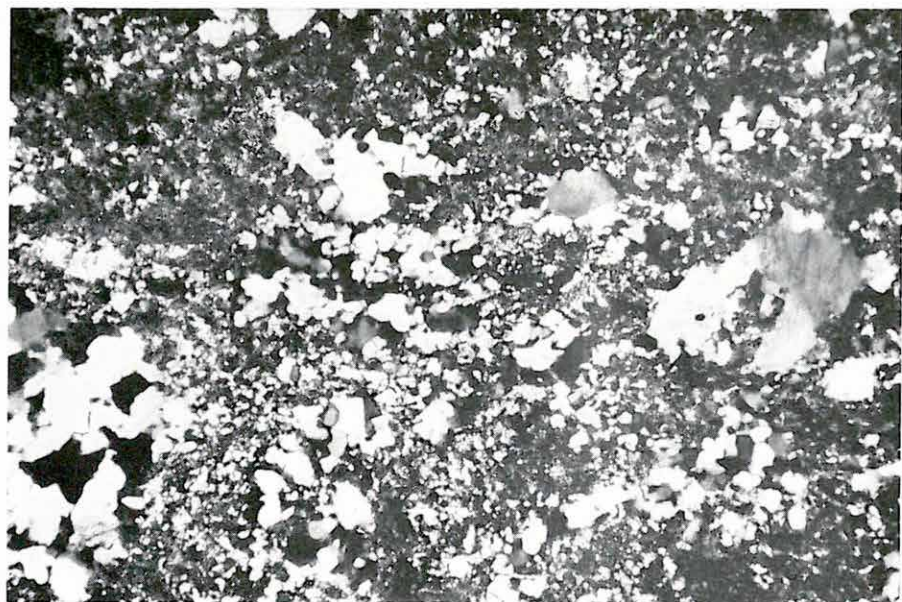
I. Tábla — Tafel I

1. Milonitos biotitgránit. Nagykőrös 6. sz. fúrás 5. sz. mag (1272—1273 m).
2. Porfiroklastos milonit. Nagykőrös 4. sz. fúrás. 9. sz. mag (1420,5—1422 m).

1. Mylonitisierter Biotitgranit. Bohrung Nagykőrös Nr. 6, Kern Nr. 5 (1272—1273 m).
2. Porphyroklastischer Mylonit. Bohrung Nagykőrös Nr. 4, Kern Nr. 9 (1420,5—1422 m).



1

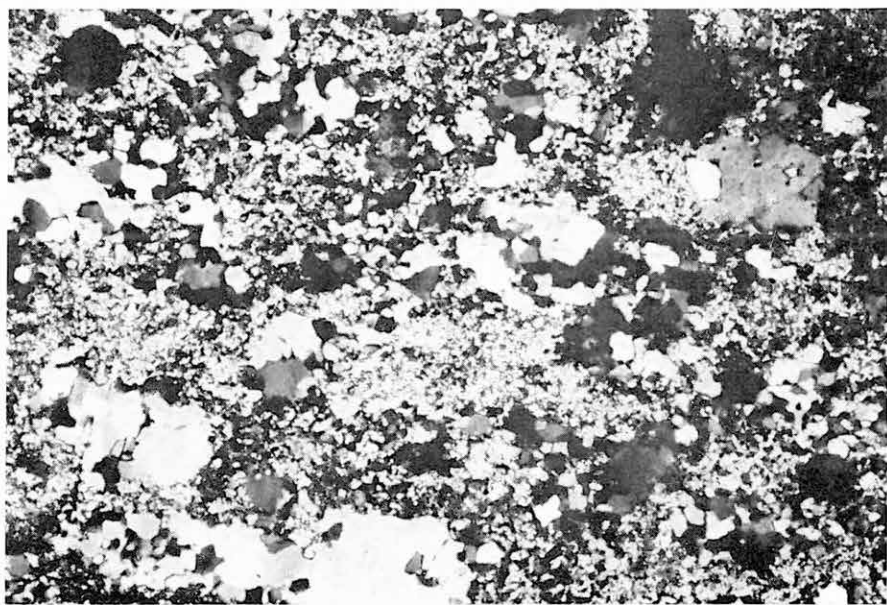


2

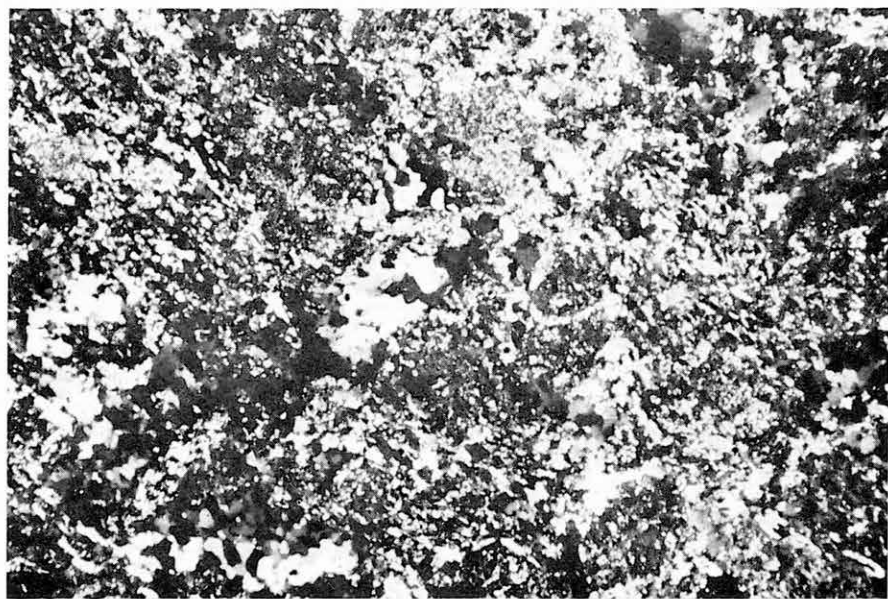
II. Tábla — Tafel II

3. Milonit. Nagykőrös 4. sz. fúrás, 9. sz. mag (1420,5—1422 m).
4. Ultramilonit. Jánoshalma 3. sz. fúrás, 23. sz. mag (655,5—659 m).

3. Mylonit. Bohrung Nagykőrös Nr. 4, Kern Nr. 9 (1420,5—1422 m).
4. Ultramylonit. Bohrung Jánoshalma Nr. 3, Kern Nr. 23 (655,5—659 m).



3



4

III. Tábla — Tafel III

5. Fillonitos milonit. Izsák 1. sz. fúrás. 16. sz. mag (1369—1371,5 m).
6. Fillonitos milonit, földpát és muszkovit porfiroblasztokkal. Izsák 1. sz. fúrás 16. sz. mag (1369—1371,5 m).

5. Phyllonitischer Mylonit. Bohrung Izsák Nr. 1, Kern Nr. 16 (1369—1371,5 m).
6. Phyllonitischer Mylonit mit Feldspat- und Muskovit-PorphYROblasten. Bohrung Izsák Nr. 1, Kern 16 (1369—1371,5 m).



5

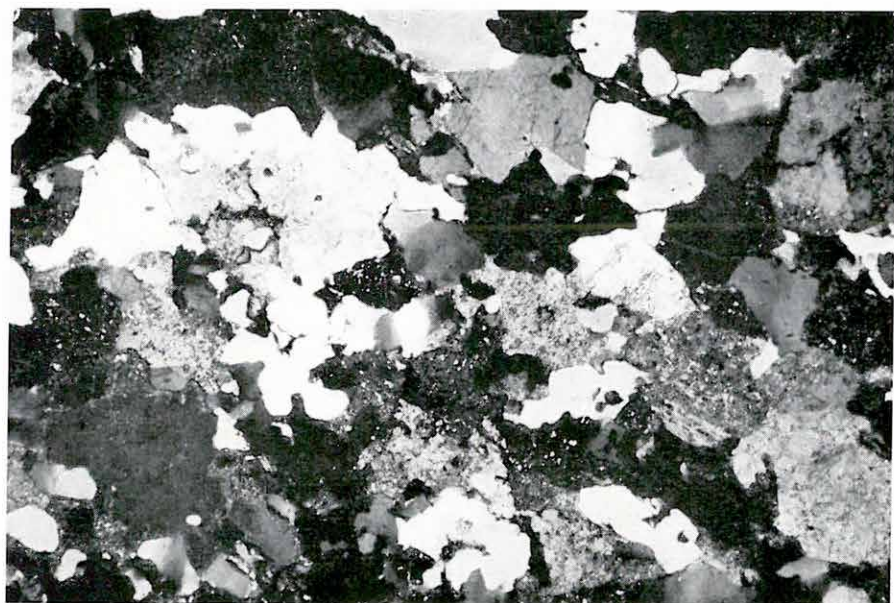


6

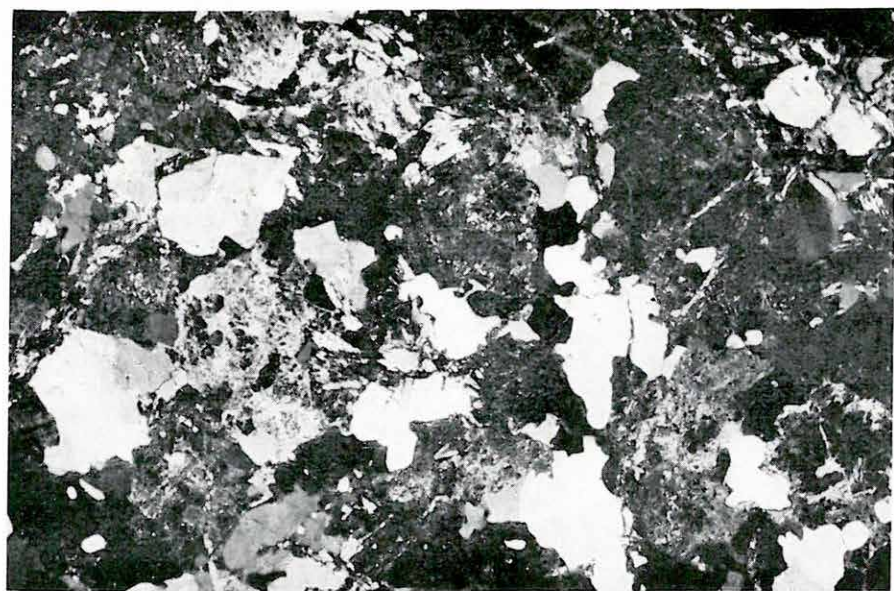
IV. Tábla — Tafel IV

7. Blasztomilonit. Jánoshalma 1. sz. fúrás. 24. sz. mag (613,8—614,2 m).
8. Blasztomilonit. Szank 15. sz. fúrás. 23. sz. mag (2241—2243 m).

7. Blastomylonit. Bohrung Jánoshalma Nr. 1, Kern Nr. 24 (613,8—614,2 m).
8. Blastomylonit. Bohrung Szank Nr. 15, Kern Nr. 23 (2241—2243 m).



7



8

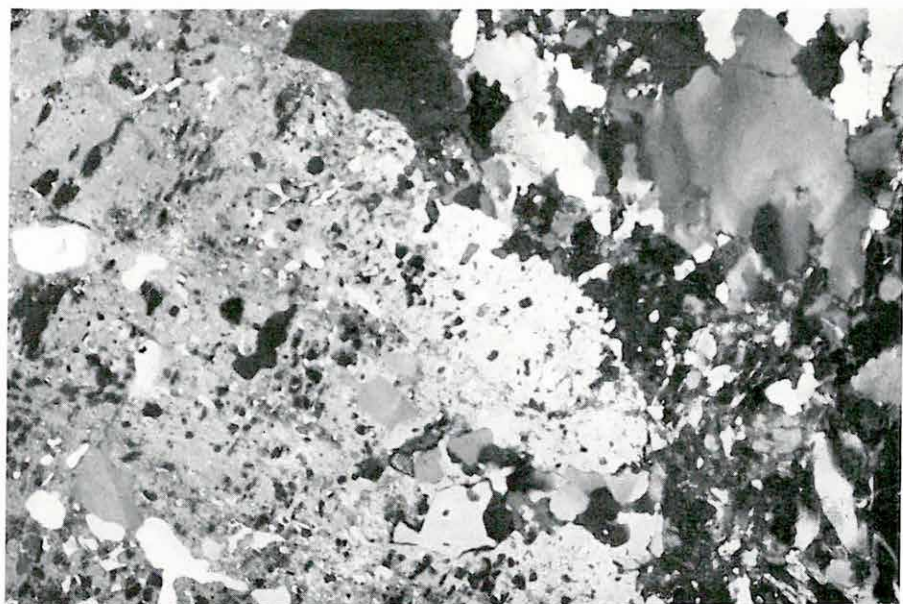
V. Tábla — Tafel V

9. Blasztomilonit, pojkiloblasztos plagioklászokkal. Szank 12. sz. fúrás. 6. sz. mag (1817—1820 m).
10. Blasztomilonit, pojkiloblasztos plagioklászokkal. Szank 12. sz. fúrás. 6. sz. mag (1817—1820 m).

9. Blastomylonit mit poikiloblastischen Plagioklasen. Bohrung Szank Nr. 12, Kern Nr. 6 (1817—1820 m).
10. Blastomylonit mit poikiloblastischen Plagioklasen. Bohrung Szank Nr. 12, Kern Nr. 6 (1817—1820 m).



9



10

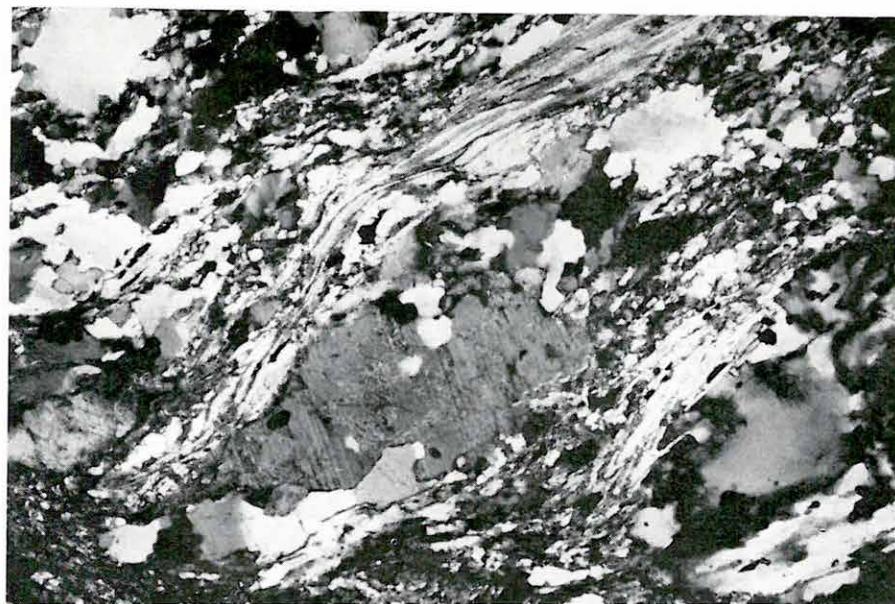
VI. Tábla — Tafel VI

11. Csillámpalaszerű blasztomilonit, plagioklász és muszkovit porfiroblasztokkal. Szank 22. sz. fúrás. 7. sz. mag (1922,5—1925,5 m).
12. Csillámpalaszerű blasztomilonit, plagioklász és muszkovit porfiroblasztokkal. Sükösd 4. sz. fúrás. 13. sz. mag (463—464 m).

11. Glimmerartiger Blastomylonit mit Plagioklas- und Muskovit-Porphyroblasten. Bohrung Szank Nr. 22, Kern Nr. 7 (1922,5—1925,5 m).
12. Glimmerartiger Blastomylonit mit Plagioklas- und Muskovit-Porphyroblasten. Bohrung Sükösd Nr. 4, Kern Nr. 13 (463—464 m).



11



12

VII. Tábla — Tafel VII

13. Blasztomilonit, plagioklász porfiroblasztokkal. Szank 11. sz. fúrás. 9. sz. mag (1793,5—1795 m).
14. Gránitgneisz. Jánoshalma 1. sz. fúrás. 22. sz. mag (594,5—595,4 m).

13. Blastomylonit mit Plagioklas-Porphyroblasten. Bohrung Szank Nr. 11, Kern Nr. 9 (1793,5—1795 m).
14. Granitgneis. Bohrung Jánoshalma Nr. 1, Kern Nr. 22 (594,5—595,4 m).



13

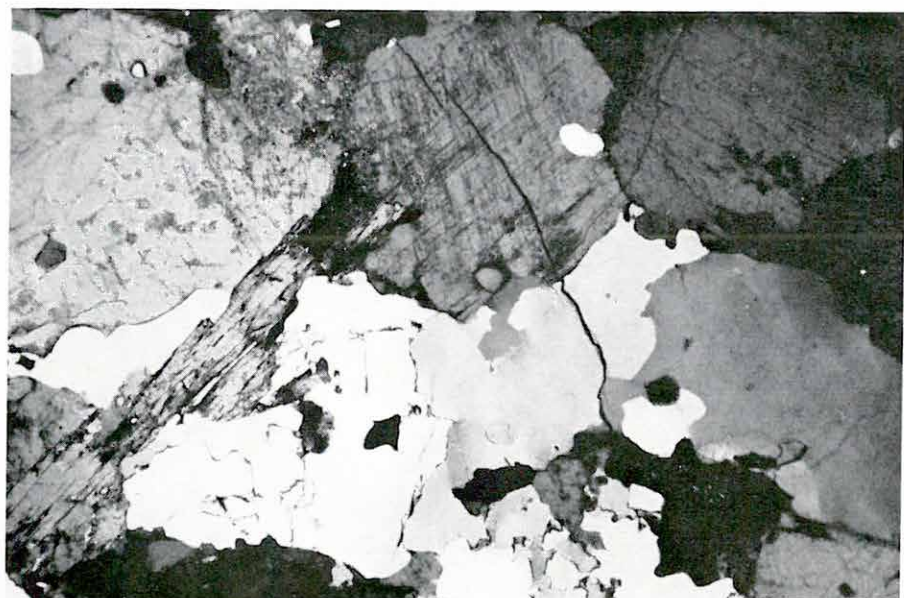


14

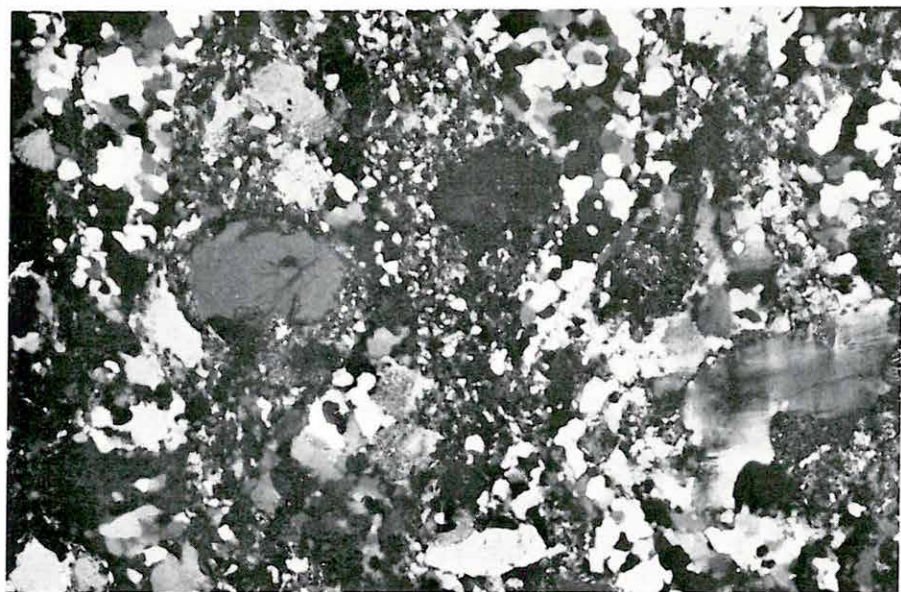
VIII. Tábla — Tafel VIII

15. Gránitgneisz. Jánoshalma 5. sz. fúrás. 15. sz. mag (678—682 m).
16. Blasztomilonit, kevés mikroklinnal. Kecskemét-Nyugat 2. sz. fúrás. 5. sz. mag (1180—1183 m).

15. Granitgneis. Bohrung Jánoshalma Nr. 5, Kern Nr. 15 (678—682 m).
16. Blastomylonit mit geringem Mikroklin. Bohrung Kecskemét-West Nr. 2, Kern Nr. 5 (1180—1183 m).



15

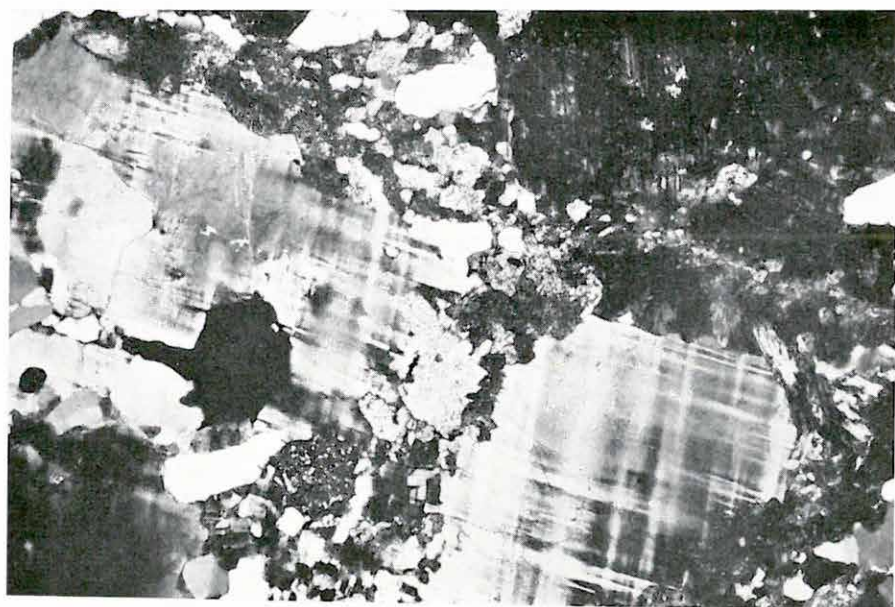


16

IX. Tábla — Tafel IX

17. Mikroklinos blasztomilonit. Soltvadkert 1. sz. fúrás. 8. sz. mag (1186—1189 m).
18. Mikroklinos blasztomilonit. Soltvadkert 1. sz. fúrás. 8. sz. mag (1186—1189 m).

17. Mikroklinführender Blastomylonit. Bohrung Soltvadkert Nr. 1, Kern Nr. 8 (1186—1189 m).
18. Mikroklinführender Blastomylonit. Bohrung Soltvadkert Nr. 1, Kern Nr. 8 (1186—1189 m).



17

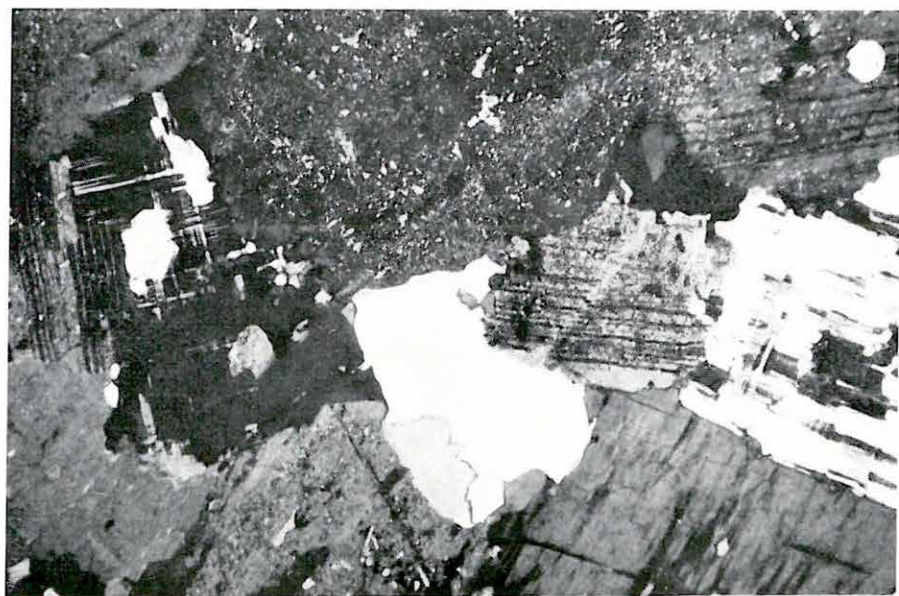


18

X. Tábla — Tafel X

19. Mikroklinos gránit. Kecskemét 3. sz. fúrás. 4. sz. mag (1092—1099 m).
20. Katakázós blasztomilonit. Szank 6. sz. fúrás. 15. sz. mag (1901—1909 m).

19. Mikroklinführender Granit. Bohrung Kecskemét Nr. 3, Kern Nr. 4 (1092—1099 m).
20. Kataklastischer Blastomylonit. Bohrung Szank Nr. 6, Kern Nr. 15 (1901—1909 m).



19

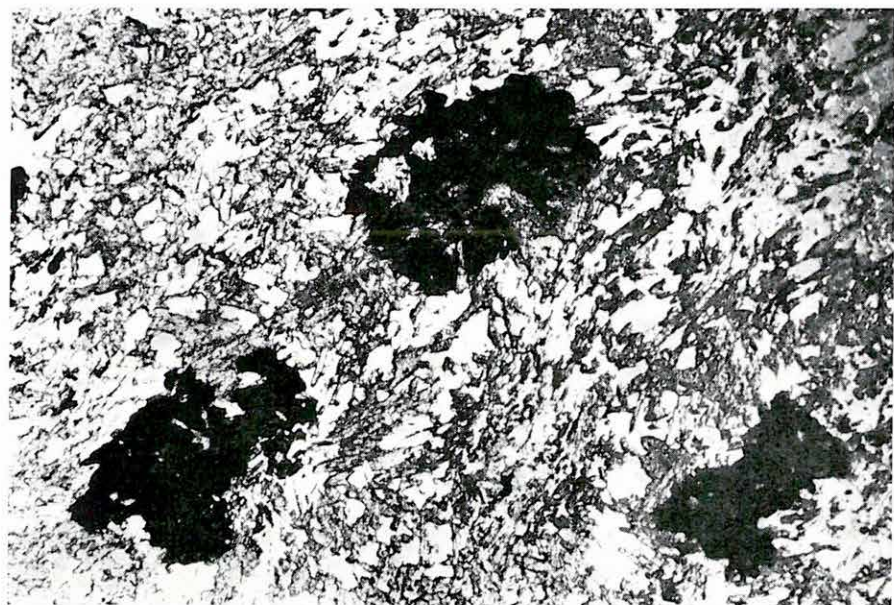


20

XI. Tábla — Tafel XI

21. Amfibolit. Öttömös 1. sz. fúrás. 21. sz. mag (1427,5—1428,1 m).
22. Gránátos csillámpala. Kunbaja 4. sz. fúrás. 3. sz. mag (700—701,6 m).

21. Amphibolit. Bohrung Öttömös Nr. 1, Kern Nr. 21 (1427,5—1428,1 m).
22. Granatführender Glimmerschiefer. Bohrung Kunbaja Nr. 4, Kern Nr. 3 (700—701,6 m).



21



22

WICHTIGERE GESTEINSTYPEN DES KRISTALLINEN GRUNDGEBIRGES IM MITTLEREN UND SÜDLICHEN TEIL DES DONAU—THEISS-ZWISCHENSTROMLANDES

VON

K. SZEPESHÁZY

Bis Mitte 1966 sind im Donau—Theiss-Zwischenstromland rund 200 Erkundungsbohrungen auf Kohlenwasserstoffe niedergebracht worden. Von diesen haben etwa 70 den kristallinen Untergrund angestossen. Die Gesteine des Untergrundes können, anhand der Untersuchung der Kernproben unter dem Mikroskop, zu folgenden Gesteinstypen gerechnet werden:

1. Die Hauptmasse des Untergrundes wird von nicht typischen, unausgeglichene *Metamorphiten* aufgebaut, die im wesentlichen aus Quarz, verschiedenen Feldspaten und Glimmern bestehen und eine einfache mineralogische Zusammensetzung, aber sehr mannigfaltige Textur besitzen: verschiedene Tektonite (Mylonite, phyllonitische Mylonite, Blastomylonite), feldspatführende Glimmerschiefer und gneissartige Gesteine, sowie Granitgneiss und Mikrokling granite. Diese Gesteine sind wahrscheinlich durch die, an eine der präalpinen (varistisch oder kaledonisch) gebirgsbildenden Phasen gebundene, epi- und mesozonale Regionalmetamorphose des ausgedehnten, sehr alten kristallinen Massivs zustandegebracht worden. Die Metamorphose wurde stellenweise durch metasomatische Granitisierung begleitet. Die Gesteine des Massivs mögen ursprünglich aus Quarz, Feldspaten und Biotit von variierendem quantitativem Anteil (Granit, Granodiorit usw.) sowie, untergeordnet, aus deren pelit- und karbonatfreien, groben Trümmern (Brekzie, Arkosenkonglomerat und Sandstein) bestanden haben.

2. Einige Bohrungen haben auch kleinere, wahrscheinlich aus basischen Eruptiva (Diabas, Diorit) entstandene *Amphibolitmassen* erschlossen, die an die obigen Gesteine gebunden waren.

3. In der Nähe der südlichen Staatsgrenze, in einem beschränkten Raum kommen auch typische, mesozonale *Glimmerschiefer* und *Glimmerquarzite* ungewissen Alters und Ursprungs, eventuell sehr alt, vor.

4. In kleinerer Menge können im uns interessierenden Gebiet auch Gesteine sedimentären Ursprungs, und zwar *Sandstein*-, *Schluffstein*- und *Tonschiefer*, angetroffen werden, die aus ziemlich jungen, alt- oder vielleicht jungpaläozoischen Sedimenten durch eine sehr leichte regionale Metamorphose entstanden sind.

Die obigen Gesteinstypen bilden eine SW—NO gerichtete, erodierte und tektonisch nachträglich sehr stark gestörte geologische Struktur.

Der innere Teil der Struktur — der kristalline Kern des einstigen Kettengebirges — ist in SW—NO laufende Zonen angeordnet und besteht hauptsächlich aus verschiedenen Myloniten, Blastomyloniten, feldspatführenden glimmerschiefer- und gneisartigen Gesteinen, bzw. aus kleineren oder grösseren Granitgneiss- und Granitmassen, die infolge der mehr oder minder fortgeschrittenen metasomatischen Granitisierung dieser Gesteine entstanden sind. Die an diese Gesteine gebundenen Amphibolit-Zwischenlagerungen und die in der Nähe der südlichen Staatsgrenze aufgeschlossenen Glimmerschiefer- und Glimmerquarzit-Vorkommen sind von beschränk-

ter Verbreitung. An der NW- und SO-Flanke der Struktur erstreckt sich je eine aus leicht metamorphisierten pelitisch-sandigen Sedimenten bestehende Zone.

Folglich scheint es so, dass der kristalline Untergrund des Donau—Theiss-Zwischenstromlandes, bzw. des breitesten, mittleren Teiles der Grossen Ungarischen Tiefebene — den meist auch an Parametamorphiten reichen angrenzenden Gebieten gegenüber — ein mächtiges, ausgedehntes, uraltes Granitoid-Massiv darstellt.

Beilage I. Abgedeckte geologische Karte des kristallinen Untergrundes im zentralen und südlichen Teil des Donau—Theiss-Zwischenstromlandes. (Kartenskizze des Tatsachenmaterials.) — Zusammengestellt von K. SZEPESHÁZY 1966.

1. Para—Epimetamorphite (Sandstein-, Schluffstein- und Tonschiefer), 2. Tektonite (Mylonite, phyllonitische Mylonite, Blastomylonite usw.), glimmerschiefer- und gneissartige Gesteine (kohlig, aderig, mit Perlengneiss), 3. Granitgneisse, Mikroklinggranite (Migmatite), 4. Amphibolite, 5. Glimmerschiefer, Glimmerquarzite, 6. ungewisse, bisher durch Bohrungen nicht erschlossene kristalline Gesteine, 7. Isohypsen an der Oberfläche des kristallinen Untergrundes, 8. Stellen und Zeichen von Bohrungen, die den kristallinen Untergrund angestossen haben.

Beilage II. Abgedeckte geologische Karte des Untergrundes der tertiären Becken im zentralen und südlichen Teil des Donau—Theiss-Zwischenstromlandes. (Kartenskizze des Tatsachenmaterials.) — Zusammengestellt von K. SZEPESHÁZY 1966.

1. Oberkreide, 2. Unterkreide, 3. Unterkretazische basische Vulkanite, 4. Jura, 5. Trias, 6. Oberperm, 7. Perm—Mesozoikum im allgemeinen, 8. Para-, Anchi- und Epimetamorphite (Ton-, Sandsteinschiefer), 9. Tektonite (Mylonite, phyllonitische Mylonite, Blastomylonite usw.), glimmerschiefer- und gneissartige Gesteine, 10. Granitgneisse und Mikroklinggranite (Migmatite), 11. Amphibolite, 12. Glimmerschiefer, Glimmerquarzite, 13. ungewisse, bisher durch Bohrungen nicht erschlossene kristalline Gesteine, 14. Isohypsen an der Oberfläche des kristallinen Untergrundes, 15. Stellen und Zeichen von Tiefbohrungen.

AZ ORSZÁGOS TERÜLETI RITKAFÉMKUTATÁS 1966. ÉVI EREDMÉNYEI

Összeállította: FÖLDVÁRINÉ VOGL M.*

Az intézetünk egyik feladatát képező országos területi ritkafémkutatásban az 1966-os év ugrásszerű fejlődést jelentett. Az előző éveket a módszer kidolgozása és a módszerfejlesztés jellemezte. Az egyes területeken végzett kutatómunka, főként azt a célt szolgálta, hogy tapasztalatokat gyűjtsünk a különböző földtani felépítésű területek vizsgálatának sajátos módszereiről. Emellett csak néhány területen folyt olyan jellegű munka, mely prognózis-vázlattal zárult (pl. Kőszegi hegységi Ni, Cr, Co prognózis).

1966 év elején geokémikus-geológus szakembereink számának jelentős megnövekedésével, a módszerek kifejlesztésével és a laboratóriumi kapacitások megnövekedésével olyan kedvező körülmények álltak elő, hogy az ország különböző területein megkezdhattuk az alapozó jellegű területi ritkafémkutatást, és már a tervév végén több, továbbkutatásra érdemes területet jelölhettünk meg.

A munkát a felsőbb irányítás szempontjait figyelembe véve úgy szerveztük, hogy mindegyik specialistánk egy-egy időbeli-genetikai egység felelőseként az országos ritkafémkutatási program felderítő szakaszának lezárásáig a reábízott egységről ritkafémprognózist készítsen.

1966 évi részeredményeinkről a teljes anyagvizsgálatot dokumentáló részletes jelentések készülnek. Jelen összefoglaló beszámolónkban a részfeladatokból csak a gyakorlati, vagy a geokémiai szempontból érdekesebb eredményeket ismertetjük. Megemlékezünk azokról a kutatási eredményeinkről is, melyek negatív prognózissal zárultak, vagyis olyan megállapítást tettünk, hogy az illető képződménnyel — jelenlegi megítélésünk szerint — ritkafémkutatási szempontból a továbbiakban nem érdemes foglalkoznunk.

1966-ban a következő területek, illetve részterületek alapozó vizsgálatát végeztük el:

Velencei-hegység (BÖJTÖSNÉ VARRÓK K., NAGY BÉLA). Mecseki alsóliász kőszenes terület (NAGY ELEMÉR, CSALAGOVITS IMRE, VÍGH ANTALNÉ). Dunántúli Középhegység júra képződményei (KONDA JÓZSEF). A dorogi eocén és oligocén képződmények (ÓDOR LÁSZLÓ). A Dunántúli Középhegység középsőkréta képződményei (VETŐ ISTVÁN). A Zsámbék környéki miocén rétegösszlet (JÁMBOR ÁRON).

Az egyéb területen végzett alapozó vizsgálatainkat még nem tekintjük lezárt-nak és ezekről a következő tervév zárásakor adunk számot.

* BÖJTÖSNÉ VARRÓK K., CSALAGOVITS I., JÁMBOR Á., NAGY B., ÓDOR L., VETŐ I., VÍGH A.-NÉ munkái alapján

A velencei-hegységi ritkafémvizsgálatok újabb eredményei

A hegységben több éve folyó munkánk a jelenlegi kutatási fázisban lezárul. Eredményeinket más helyen részletesen fogjuk ismertetni. Összefoglaló áttekintést az elért eredményekről az anyag nagy terjedelme és a problémák szerteágazó volta

miatt nehéz adni, mégis kísérletet teszünk arra, hogy ezzel az összefoglalással egyrészt kiemeljük új geokémiai megállapításainkat, másrészt, hogy rámutassunk a gyakorlati ritkafémkutatás szempontjából további részletesebb vizsgálatra javasolható képződményekre és azok ritkaelemdúsulásaira. Célszerűnek látszik az összefoglalást az egész hegységre kiterjedően a magmás folyamatok sorrendjében tárgyalni.

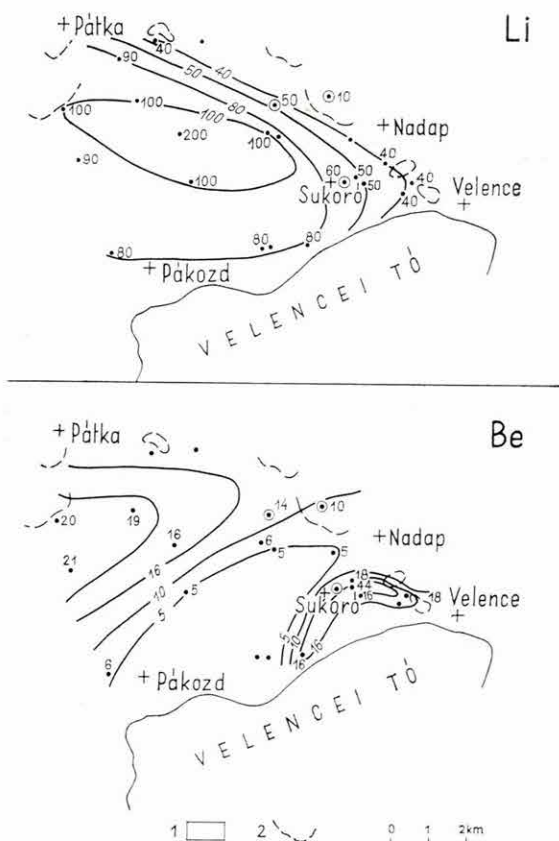
1. Gránit

Az elbontatlan gránitokat részletes ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálatnak vetettük alá. Ez a ritkafémkutatás számára két szempontból volt fontos:

a) meg kellett állapítanunk azt, hogy a gránit kőzetképző ásványaiban, különösen a biotitokban milyen mértékű ritkaelem dúsulás található, mert ez döntő a gránittípus megítélésében a ritkafémprospekció szempontjából.

b) meg kellett ismernünk azokat a járulékos-, illetve nyomásványokat, melyek a gránitban ritkaelemhordozók.

Az első célkitűzés érdekében elkészítettük a gránit ásványonkénti átlagos nyomelemeloszlását (nyomelemmérték), ebből a biotitok átlagos nyomelemtartalma a következő: Li 10–600 g/t, Be



1. ábra. A Li és Be eloszlása a Velencei-hegység gránitjában

1. Gránit, 2. palaköpeny határa

Рис. 1. Распределение Li и Be в гранитах гор Веленце

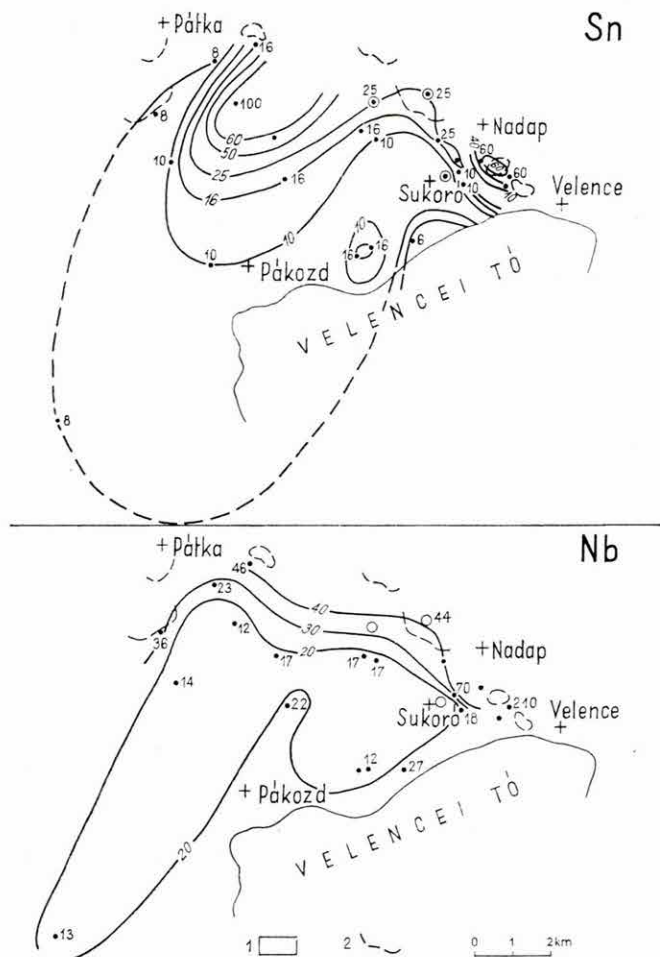
1. Гранит, 2. граница сланцевой мантии

5–170 g/t, Sn 6–100 g/t, Nb 12–210 g/t, Y 10–200 g/t, Sr 10–400 g/t, Ga 10–40 g/t, Ti 1000–10 000 g/t, V 5–300 g/t, Zr 100–4000 g/t, Cr 3–60 g/t, Ni 6–30 g/t. Általános és egyértelmű jellemzés a ritkafémprospekció számára a velencei-hegységi gránitra a gránitbiotitok átlagos nyomelemösszetételéből nem adható, mert a viszonylag alacsony Sn tartalom miatt „ónhordozónak” nem minősül, ezzel szemben a viszonylag magas Li, Be, Nb, Y tartalma miatt mégis reményekre jogosít.

Szemléletesebb eredményekhez jutunk, ha az egyes ritkaelemek koncentrációinak területi eloszlását figyeljük részben a gránitra, részben a gránit biotitjára vonatkozóan. Példaként izokoncentrációs térképeken bemutatjuk a Li és Be területi elterjedését a gránitokban, továbbá a Nb és Sn elterjedését a gránit biotitjában (1. és 2. ábra). A térképeken pontokkal a felszíni, karikákkal a mélyfúrásokból származó minták helyét jelöltük.

A példaként bemutatott térképekről a következőket olvashatjuk le:

1. A Li területi eloszlása a gránitban a gránit biotittartalmával egyértelmű összefüggést mutat. Az izokoncentrációs vonalak a hegység középpontjában levő



2. ábra. A Sn és Nb eloszlása a Velenicei-hegység gránitbiotitjában

1. Gránit, 2. palaköpeny határa

Рис. 2. Распределение Sn и Nb в гранитовых биотитах гор Веленце

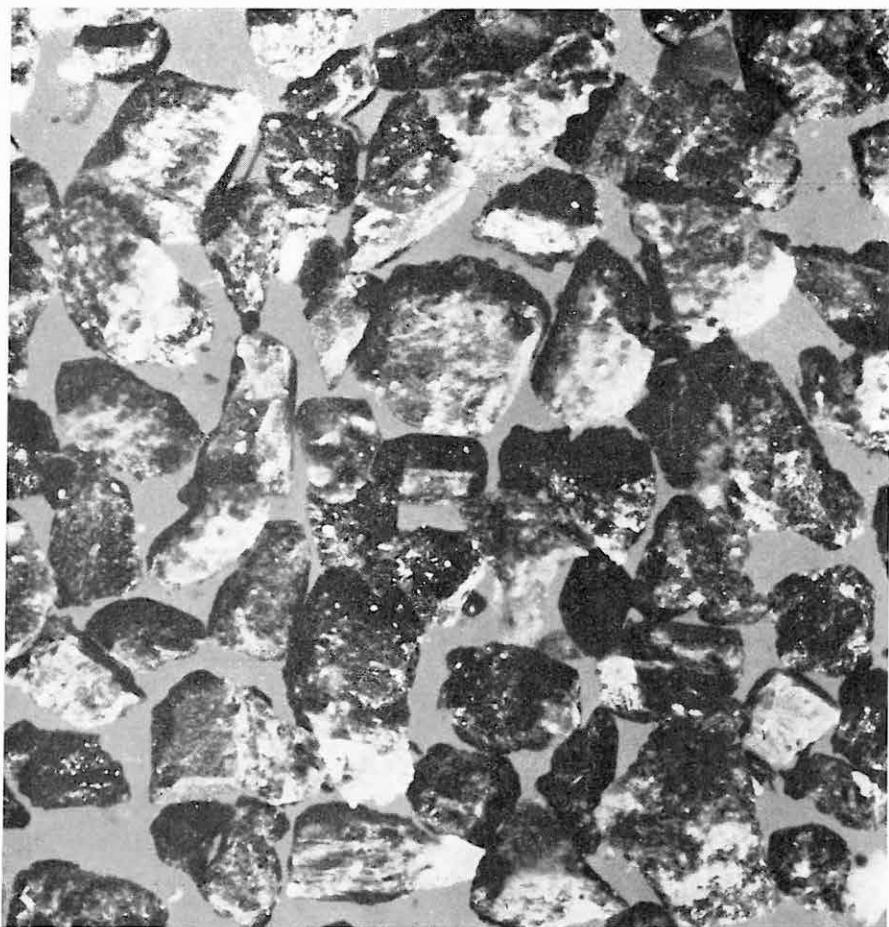
1. Гранит, 2. граница сланцевой мантии

koncentráció-maximum körül rajzolódnak ki. Ez a maximum a Sági-major környéki „biotit slíres” gránit területére esik, itt a gránit biotittartalma a 10%-ot is meghaladja.

2. A gránit Be tartalmának izokoncentrációs vonalai területileg két jól elkülönülő maximumot jelölnek meg. A nagyobb koncentrációt képviselő Sukoró környéki maximum egybeesik a területen megismert pegmatitosodási folyamatok körzetével. A másik maximum szintén a Sági-major környéki biotit (és plagioklász)-dúsulás eredménye.

3. A biotitok óntartalmának izokoncentrációs vonalai a palaköpeny felé növekvő, attól távolodva csökkenő értékeket mutatnak (kontakt hatás).

4. A biotitok Nb tartalmának izokoncentrációs görbéi az ón görbéihez hasonló



3. ábra. A Pákozdi melletti murvafejtő gránitmintájából kinyert idiomorf ortitkristályok
55× (Foto: PELLÉRDYNÉ)

Рис. 3. Идиоморфные кристаллы ортита, полученные из гранитовых проб карьера для разработки песчаных галек у Пакозда. 55х (Фото: Пеллерди-Питтлер)

lefutásúak. Miután a Nb a biotitok Ti tartalmát helyettesíti, feltételezhető, hogy ez a helyettesítés a kontakt hatásra növekszik.

Az izokoncentrációs térképek szerkesztése lehetőséget adott az egyes ritkafém-anomáliák területi körülhatárolására. Ezek összesítő geokémiai értékelését a területről készülő zárójelentés adja.

A második megválaszolandó kérdésünk az volt, hogy a velencei-hegységi gránitban melyek a ritkafémhordozó járulékos-, illetve nyomásványok. Az első és lényeges megállapításunk az volt, hogy különösen a gránit telérközeteiben, de magában a gránitban is mindenütt található *ortit*. Már VERNADSKIJ is rámutatott arra, hogy a granitoid kőzeteket általában két alcsoportba, monacitos és ortitos csoportba lehet sorolni. A ritkaföldfémeknek ez a két ásványa együtt nem szokott előfordulni. A két csoport között azonban nemcsak a monacit, illetve az ortit jelenlétében van különbség, hanem egyéb ásványtani jellegekben is. Az ortitos típusú gránitokban rendszerint van amfibol, magnetit, cirkon és szfén, a monacitosokban rendszerint nincs amfibol, ellenben gyakran található bennük ilmenit és rutil.

A velencei gránitoidokban ortiton kívül magnetit, epidot, cirkon fordul elő. Ezek súlyszázalékos mennyisége a gránit ásványos összetételében átlagértékben a következő: magnetit 1%, epidot 0,7%, cirkon 0,2% és ortit 0,1%. A ritkafémek, de főként a ritka földfémek leginkább ezekben a járulékos ásványokban dúsulnak.

Különböző dúsító és szeparáló eljárások alkalmazásával sikerült ezeket a járulékos ásványokat különválasztani és elemzésüket elvégezni. A 3. ábrán a pákozdi murvafejtőből származó gránitmintából nyert idiomorf ortitkristályokat mutatjuk be. A fekete színű ortithoz nőtt fehér szemcsék kvarc-, illetve földpátszemcsék.

A hegység különböző részéről származó granitoidokból kinyert ortitok átlagos ritkaelem tartalma a következő:

Be	27— 5 000 g/t
Ce	10 000—140 000 g/t
La	10 000—110 000 g/t
Sc	30— 850 g/t
Y	750— 26 000 g/t
Zr	440— 26 400 g/t

A gránitmurvában az ortit viszonylag feldúsul, továbbá a laza kőzetből kinyerése is könnyebb, ezért felmerül a gondolat, hogy esetleg kifizetődne a kitermelése és ritkaföldfémekre való feldolgozása.

2. A gránit telérképződési folyamatai

A telérkőzetek részletes geokémiai, közettani és ásványközettani vizsgálata arra a megállapításra vezetett bennünket, hogy ezek a képződmények a ritkafémkutatás számára érdektelenek.

3. A pegmatitos fázis

A hegységben a pegmatitos képződményeknek kétféle változatát ismertük meg. Az egyik főleg ortoklászos—kvarcos kifejlődésű, a másik változatos ásványtársaságú és zónás felépítésű. A zónás felépítésű pegmatitokban az ortoklászon és kvarcon kívül plagioklászot, turmalint, biotitot, amfibolt, gránátot, füstkvarcot, ametisztet és muszkovitot találunk.

A kétféle pegmatitos változat közül csak az utóbbi mutat jelentősebb ritkaleme-
dúsulást.

Részletes vizsgálatnak vetettük alá a Sukoró községtől K-re található pegmatit-
telért. A telér ÉK—DNy-i csapásirányú, kb. 30°-os dőléssel DK felé. A füzérszerűen
elhelyezkedő pegmatitlencséket haránt irányú vetők darabolják fel. A lencsék vas-
tagsága 0,20—0,70 m között változik. A pegmatit zónás felépítésű, általában aszim-
metrikusan fejlődött ki. A pegmatitlencse feküldalán minden esetben aprószemű
mikrogránitot találunk. Ehhez írásgránitos szövetű, plagioklászdzús szakasz csatlak-
ozik. A kettő érintkezésén durva szemű biotit és turmalinlencsék találhatók. A
plagioklászos sávhoz, a telér belseje felé, durva szemű (6—10 cm) kristályokból álló
ortoklászos—kvarcos szakasz csatlakozik. A telér másik oldalán néha vékony sávban
ismét megjelenik a mikrogránit, ill. aplit.

A sukorói pegmatit ásványainak ritkalemtartalma (g/t)

	W	Zr	Be	Nb	Y	Rb	Li	B	Sn	Sc
Kvarc										
Ortoklász		120			33	700	80			
Plagioklász			110				40			
Biotit	500	200	52	130	25		10			
Muszkovit	58	90	450	40	25	10 000				40
Fekete turmalin		150	43				10	sok	80	60
Zöld turmalin		80	180					sok		120
Kloritos amfiból	130	150	700	350	150	570			165	150
Gránát			10		10		1		100	10

4. A pneumatolitos folyamatok termékei

A ritkafémkutatás számára új eredményeket hozott a turmalinos kvarcetek
vizsgálata. Kétféle turmalinos kvarcetek-típust ismertünk meg. Az egyik muszko-
vitosodott, kvarcosodott, a másik teléragyagos környezetben jelentkezik. A két
csoport genetikailag különbözik egymástól.

Az egyik csoportba a Gécsi-hegyi turmalinos kvarcetek tartoznak. A te-
lérek csapásiránya ÉNy—DK-i. Ezekre a kvarcetekre jellemző, hogy a mellék-
közet felé csaknem minden esetben igen erősen elbontott agyagpala-teléragyag jellegű
képződmény határolja őket. A telérek nyomelemasszociációja és a telér környezeté-
nek elbontási jellege alapján arra következtethetünk, hogy keletkezésük a pneuma-
tolitos folyamatoknak a hidrotermális szakaszba való átmeneténél történt. A turma-
linos kvarcetekben ezen a területen a jellegzetesen pneumatolitos eredetű ele-
mek mellett — mint pl. a Be, Sc, Zr, Sn, Y, F, B — kalkofil elemeket is találunk:
As, Bi, Cu, Ag, Pb, Zn. Szembetűnő a Be gyakori nagy koncentrációja 200—230 g/t,
az Sn állandó jelenléte, a Sc gyakori megjelenése, az Y és Ce nyomok jelentkezése.

A másik turmalinos kvarcetek-típust a Meleghegy É-i oldalán tártuk fel. Ennek
megjelenése különbözik a Gécsi-hegyi előfordulástól. A telérek melletti agyagpala

erősen kvarcosodott és muszkovitosodott, a teléragyag azonban itt hiányzik. Nyomelemasszociációjukból a kalkofil elemek hiányoznak és csak pneumatolitos eredetre jellemző nyomelemek találhatók benne: Be, Y, Sc, Sn, Ce, F, B, W.

A pneumatolitos eredetre utaló nyomelemegyüttes megismerése, főként a W kimutatása, indokolja a további kutatást a pneumatolitos hatás méreteinek megismerésére.

5. A hidrotermális folyamatok

A hidrotermális folyamatokhoz kapcsolódó ércesedés ritkaféműsítő szerepe közismert. Nem volt azonban eddig adatunk a palaköpeny ércesedésére vonatkozóan, ezért fúrást mélyítettünk a Meleghegy É-i folytatásában, az Antónia-hegyi agyagalaterületen. Fúrásunk (Velence 3. sz. fúrás) a gránit és az agyagpala érintkezése közelében hidrotermális ércesedést tárt fel, részben az agyagpalában, részben a gránitban. Az ércanyag ritkafém-tartalma jelentős. Az érc főleg sötét szfalerit, kevesebb galenit és fakőérc. Nyomelemei közül említésre méltó az As (igen nagy mennyiség), az Ag (helyenkénti erős dúsulás) és az Au (nyomok). Az egyéb ritkaelemek mennyisége is magas az eddig ismert hidrotermális érceinkhez viszonyítva. Jelentős a Cd, Ge, Bi, In, Mo, Sb és Sn dúsulása. Az ércesedés egyes szakaszain feltűnő a Cr, Ni és V dúsulása is.

Az ércanyagból elkülönített szfalerit színeképvizsgálatának eredménye: Ag 40, As 1000, Ba 40, Bi 400, Cd 1600, Cu 3000, Ga 150, Ge 600, In 160, Mo 40, Sb 1000, Sn 10, W 160, Te 600 g/t.

Ez a nyomelemasszociáció magas hőmérsékleten kezdődő és alacsony hőmérsékleten befejeződő ércesedésre utal.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a hegységben lezajlott hidrotermális folyamatok, főleg agyagpalával fedett területen — ahol a jelek szerint kedvező termodinamikai helyzet állt fenn az ércépződés idején — produktívak a ritkafémkutatás szempontjából.

Mind a turmalinosodásnak, mind a palaköpenyben található hidrotermális ércesedésnek továbbkutatása tehát a ritkafémek elterjedése szempontjából indokolt.

A mecseki alsóliász kőszéntelepes összlet kőzetanyagának geokémiai vizsgálata

Geokémiai megfigyeléseink az összletből származó 494 minta színeképelemzésén alapulnak. A mintákat NAGY E. gyűjtötte, a vizsgálatokat VÍGH A.-NÉ végezte. A geokémiai értékelés CSALAGOVITS I. munkája. Az értékelésnél figyelembe vettük a Bányászati Kutató Intézet 140 mecseki mintájának színeképelemzését is.

Mivel a gyakorlati ritkafémkutatás szempontjából a Be, a Ge és a Zr dúsulása tűnik reményteljesnek, ezért az összes vizsgált elemre történő értékelésből csak ennek a három elemnek a geokémiai viselkedését ragadjuk ki. A többi elem eloszlásának vizsgálatát, továbbá a nyert geokémiai eredményeknek a földtani és ősföldrajzi képpel való összehangolását a területről készülő átfogó monográfia egyik fejezeteként fogjuk közreadni.

A mecseki kőszénhamu Be, Zr és Ge tartalmáról a következő táblázatos összefoglalás nyújt tájékoztatást:

	Be g/t	Ge g/t	Zr g/t
Maximum	6000	600	50 000
Mértani átlag	307	67	1 960
Átlagtól való közepes eltérés (g/t)	346	86	3 601
Szórás %	112	128	183
Relatív hiba %	12	13	19

Mindhárom elem dúsulási tényezőjét megkapjuk, ha a nyert átlagértékeket a VINOGRADOV-féle üledékes elemátlagokkal hasonlítjuk össze. A dúsulási tényezők: Be = 102, Ge = 33, Zr = 9,8.

A három elem átlaga is továbbkutatásra érdemes indikációt jelez, hozzá kell tennünk azonban azt is, hogy az átlagnál jóval magasabb, jelentős helyi feldúsulások is fellépnek, ez tehát további megfontolásokra ad okot. Különösen a Zr esetében kapunk helyenként anomálishan magas értékeket, maximálisan 50 000 g/t-t, de igen figyelemre méltó a Be 6000 g/t-ás maximuma is.

Részletesebben vizsgálva a Be, Ge és Zr eloszlását, érdekes területi változás mutatható ki az átlagok alapján. Mindhárom elem DNy-ról (Pécsbányatelep) ÉK felé (Szászvár, Nagymányok) fokozatosan dúsul.

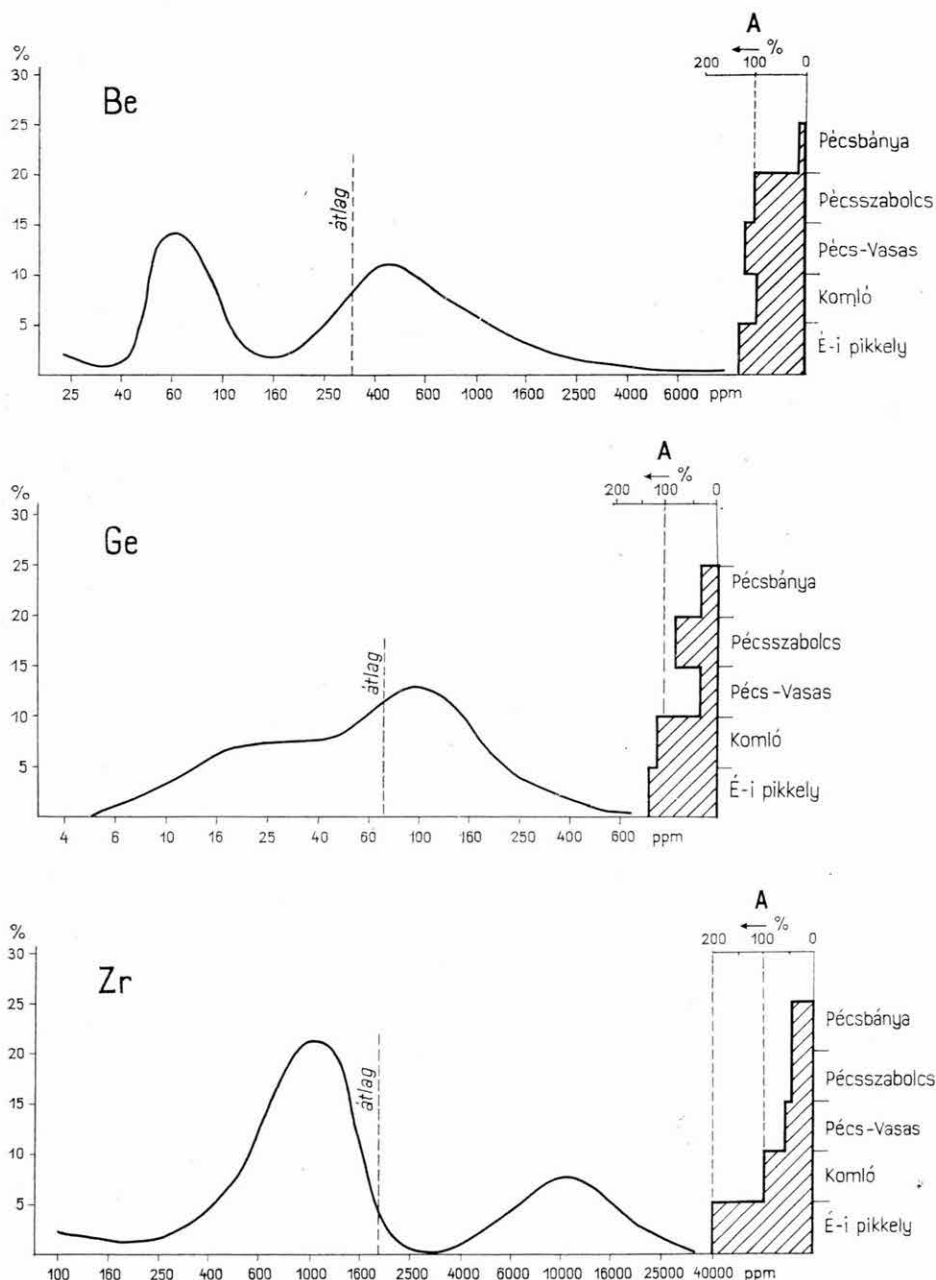
A Be, Ge és Zr tartalom (g/t) mértani átlagának változását részterületenként az alábbi összeállításban mutatjuk be:

Terület	Mintaszám	Be	Ge	Zr
Pécsbányatelep	27	138	11	770
Pécsszaboles, Rücker	26	337	53	755
Pécs—Vasas	9	400	12	1000
Komló	104	320	72	1890
É-i pikkely	42	430	110	3920

A változás szabályosságát a Pécs—Vasas-i Be és Ge átlagok csak kismértékben csorbítják, de ha figyelembe vesszük, hogy éppen ezen a területen elégtelen a mintaszám, még e fenntartásunkat is el kell vetni.

A részterületi átlagok szabályos, de rendszerint erős változása előre valószínűsíti e három ritkaelem összterületi gyakorisági hisztogramjának aszimmetriáját vagy több maximumos lefutását, ezért a 4. ábrán a relatív területi változásokat is feltüntettük.

A Be gyakorisági hisztogramja határozottan két maximumot jelez (4. ábra). A mecseki átlag a második maximum területére esik, így a második maximum jelzi a tulajdonképpeni mecseki Be eloszlást. Az első maximum csak negatív Be anomáliát jelez, amelynek kialakulása a 4. ábra tanúsága szerint a pécsbányatelepi kőzenek Be szegénységével kapcsolatos. A Ge hisztogramjának aszimmetriája leginkább két



4. ábra. Be-, Ge-, Zr-eloszlás gyakorisági görbéje a mecseki kőszénhamukra. — A = átlagtól való %-os eltérés részterületenként

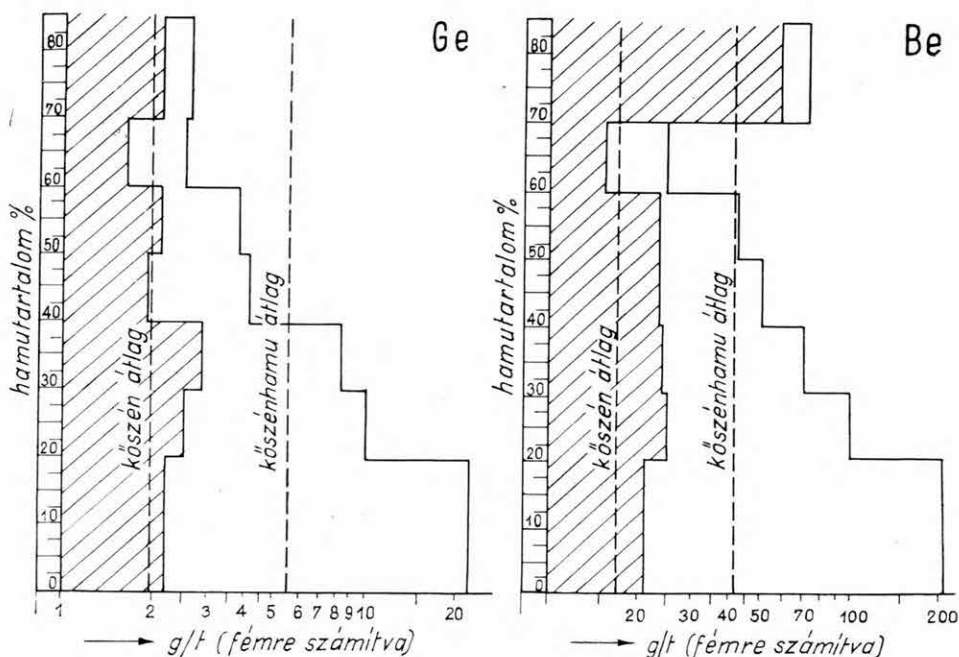
Рис. 4. Кривая частоты распределения Be, Ge, Zr в золах угля гор Мечек. — A = отклонения от средних величин в % по зонам

egymáshoz közel levő maximum kölcsönhatására vezethető vissza. A Ge tartalom szempontjából a mecseki kőszéntelepes összlet egy viszonylag dúsabb É–ÉK-i (Komló, Szászvár, Nagymányok) és egy szegényebb (Pécs, Pécs-Vasas) régióra bontható (4. ábra). A Zr gyakorisági hisztogramja jellegzetes kétmaximumos görbét ad. Az eloszlás (4. ábra) ez esetben is területi eltérésekre hívja fel a figyelmet. Az É-i pikkely kiemelkedő Zr anomáliát mutat, míg a többi részterületi átlag a mecseki Zr átlag alatt marad. Meddő kőzetekben jelentős Ge, Be értéket kimutatni nem lehetett, de a homokkőben mért Zr 10 000 g/t-ás maximuma figyelemre méltó.

A kőszénhamuból történt elemzések esetén megfigyeléseink eredményét csupán az átlagos hamutartalmú kőszénre tudjuk extrapolálni, de eldöntetlen marad az a fontos kérdés, hogy a ritkaelemek milyen hamutartalmú kőszénben érik el dúsulási maximumukat.

Mivel a MÁFI-ban készült színképvizsgálatok csak alkalmasszerűen párosultak a hamutartalom %-os meghatározásával, e probléma eldöntésére felhasználtuk SZÁVÁNÉ BENŐCS K.-nak a B. K. I.-ben készített 140 komlói kőszénelemzési eredményét. A B. K. I. elemzéseket oxidról fémre és kőszénre, illetve fémre és kőszénhamura számítottuk át, oly módon, hogy az elemzési eredményeket a hamutartalom 10%-os változása alapján csoportosítottuk és átlagoltuk.

A különböző hamutartalmú kőszén Ge tartalmát vizsgálva (5. ábra) feltűnik a koncentrációváltozás nagyon kis mértéke. Ebből következik, hogy a hamutartalom növekedésével a kőszénhamura számított Ge tartalma csökken. Irodalmi adatok



5. ábra. A mecseki liász kőszén Ge és Be tartalma a hamutartalom függvényében

Рис. 5. Содержание Ge и Be Мечекского лейасового угля в функции зольности

és a meddőközet-vizsgálatok arra mutatnak, hogy a Ge dúsulása szervesanyag megjelenésével kapcsolatos. Megállapítható, hogy a szervesanyag abszolút mennyisége a kőszénre számított Ge tartalmat nem befolyásolja, ami azt jelentené, hogy a kőszénben kimutatott Ge dúsulást nem növényi szervezetek Ge megkötő képessége okozza, hanem a szénülés folyamán a kőszéntelepekkel érintkező oldatok Ge tartalmának megkötéséből eredhet. (A lúp vizének Ge koncentrációja a fentiek alapján mindig kisebb, mint amennyit a szerves anyagok megköthetnének.)

A vizek Ge tartalma valószínűleg a lúpövi helyzettől függ, ezért közelítőleg igaz lehet a következő összefüggés:

$$1. \quad \bar{A}_H = \frac{100 \text{ Ge}_k}{H\%}$$

$$2. \quad \bar{A}_H = \frac{\text{Ge}_H H\%}{100}$$

ahol az $\bar{A}_H = \frac{\text{Ge}_H}{n} = \text{lápövi Ge átlag kőszénhamura}$

Ge_k = egyes kőszénminták Ge tartalma

Ge_H = egyes kőszénhamu-minták Ge tartalma

$H\%$ = az egyes mintákhoz tartozó hamutartalom

A fenti összefüggések alapján a lúpöveknek megfelelő részterületeken — a Ge területi kőszénhamu átlaga ismeretében — a különböző hamutartalmú kőszének és hamuik várható Ge tartalma meghatározható:

$$\text{Ge}_k = \frac{\bar{A}_H H\%}{100}; \quad \text{Ge}_H = \frac{\bar{A}_H 100}{H\%}$$

Az összefüggések GOLDSCHMIDT megállapítását igazolják: a kőszénhamu magas Ge tartalma a jó minőségű szénekben várható. Felmerülhet az a kérdés, hogy a Ge a kőszénképződés vagy a szénülés során kerül a telepbe? Ha a Ge kőszénképződés során halmozódna fel, a kőszénlápon átáramló víz mennyisége egyenes arányban állna a kőszén Ge tartalmával. A lápon átfolyó vízmennyiség növekedése viszont a kőszén szeretlen komponenseinek növekedésével párosul, így a magas Ge tartalom a hamuban dús kőszénekre lenne jellemző.

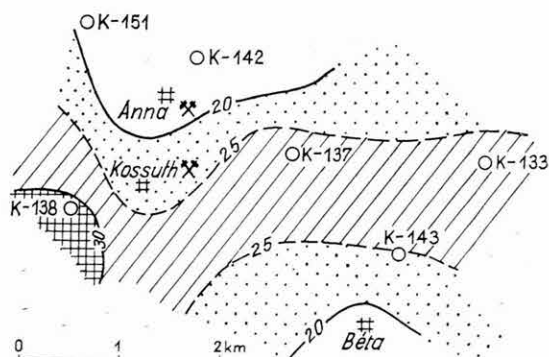
Ez a nyilvánvaló ellentmondás csak az által szüntethető meg, ha a Ge dúsulás szingenetikus lehetőségét elvetjük és a diagenetikus anyagvándorlással hozzuk kapcsolatba.

A különböző hamutartalmú kőszének és hamuik Be tartalmát (5. ábra) vizsgálva a következőket állapíthatjuk meg.

1. A kőszénre vonatkoztatott Be átlagokat a hamutartalom függvényeként ábrázolva látható, hogy 20–70% hamutartalom mellett a Be tartalom stagnál, majd tovább a növekvő hamutartalom mellett emelkedik.

2. A kőszénhamura vonatkoztatott Be tartalom a jó minőségű kőszénekben elért maximuma után csökken, a 60–70%-os hamutartalom mellett minimumot, majd az elmeddülő szének felé második maximumot mutat.

A kőszénhamu-elemzések során kapott Be maximumok tehát egyaránt vonatkozhatnak jó minőségű kőszénre, vagy kőszenes agyagokra.



6. ábra. A Be területi eloszlása a komlói 10-es kőszéntelepben (g/t)

Рис. 6. Площадное распределение Be в угольном пласте № 10 у г. Комло (г/т)

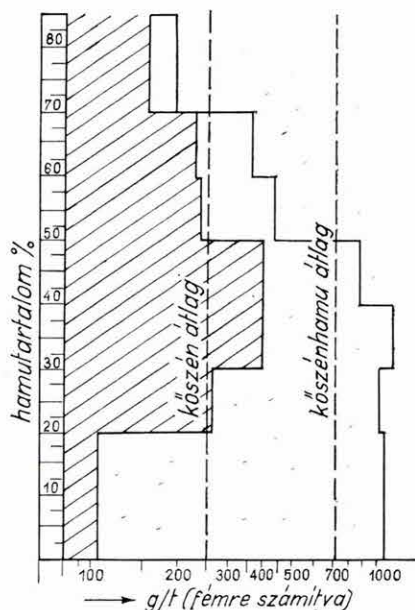
módon a lápok peremi övében várhatók, ahol a legnagyobb az átáramló vízmennyiség és a vízben szállított Be mennyisége. A Be diagenetikus felhalmozódására csak a kisebb hamutartalmú szekben mutatott egyenletes eloszlása utal.

A komlói 10-es kőszéntelep Be-tartalmának regionális változása (6. ábra) igen kicsinek adódott, csupán annyi figyelhető meg, hogy a bizonytalan anomália lefutása a telep csapásával párhuzamos. Az eloszlás értelmezése a hiányzó lépöv-vizsgálatok miatt jelenleg nem kísérhető meg.

A kőszénminőség szerinti Zr tartalom-változás (7. ábra) vizsgálata a Zr migráció és felhalmozódás kettős jellegét tükrözi. A legmagasabb Zr átlagok határozottan a közepes minőségű kőszekben mutatkoznak. Az eredményeket kőszénhamura vonatkoztatva megállapíthatjuk, hogy ez esetben 50%-os hamutartalomig összátlagot felülmúló átlagértékeket kapunk, amelyek a kőszén minőségének romlásával a továbbiak folyamán rohamosan csökkennek. A kialakult kép a Zr szerves és szervetlen módon történő felhalmozódására egyaránt utal.

A komlói 10-es telep Zr izokoncentrációs térképe a Zr ÉK felé történő dúsulását jelzi, kőszénhamu-vizsgálataink eredményével összhangban (4. ábra). A kőszéntelepess összlet meddőkőzetei ÉK felé kimutatott homokosodását figyelembe véve a Zr rezisztittekhez való vonzódását jelzi, így valószínű, hogy a kő-

A Be dúsulás kettős maximumát a Be^{++} ion sajátosságai-val magyarázhatjuk. Ionpotenciálja az Al^{+++} -éhoz hasonló, így a hidrolititekben is felhalmozódik. A Ge-hoz hasonlóan valószínűleg adszorpciósan dúsul a szerves-anyagban is. Felhalmozódása eszerint szingenetikus és a diagenézis folyamán egyaránt valószínű. Szingenetikus dúsulására utal a szenes agyagokban mutatkozó maximuma, mivel a lápokon átfolyó vízmennyiség növeli a leköthető Be mennyiséget, de növeli a Be-ot felhalmozó agyagtartalmat, és a Be ásványok mennyiségét is. A legmagasabb Be anomáliák ily

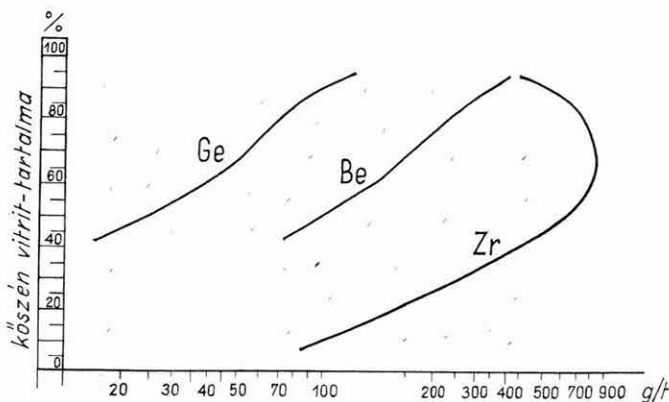


7. ábra. A mecseki liász kőszén Zr tartalma a hamutartalom függvényében

Рис. 7. Содержание Zr Меческого лейасового угля в функции зольности

szénben — az adszorpciós kötés mellett — főképp a homokos frakcióban jelenik meg, Zr ásványok formájában.

A fentiekben kimutattuk, hogy a Be, Ge és Zr a szerves anyagokban eltérő mértékben ugyan, de jelentősen felhalmozódik. Felmerülhet a kérdés, hogy a szerves anyag milyen formájában dúsít leginkább. A kérdés eldöntésére a szászvári János-telep 4 cm-enként mintázott — összesen 78 kőszénhamu mintából álló — mikroszelvényének ritkaelem adatait használtuk fel. Az ilyen irányú vizsgálat elvégzése azáltal vált lehetségessé, hogy PAÁL Á.-NÉ a szinképvizsgálatokkal párhuzamosan a mikroszelvényt kőszénközvetlenül is feldolgozta és a sávfeleségek %-os mennyiségét meg-



8. ábra. A mecseki liász kőszénhamu Be, Ge és Zr tartalmának változása a vitrit-tartalom függvényében

Рис. 8. Изменения содержания Be, Ge и Zr в золе Меческого лейасового угля в функции содержания витрита

határozta. Eredményei alapján kitűnt, hogy a mikroszelvényen belül az egyes sávfeleségek, elsősorban a vitrittartalom jelentősen változik.

A vizsgált ritkaelemek koncentrációváltozását a kőszén vitrittartalmának függvényében vizsgáltuk (8. ábra). Megállapítható, hogy a Be, Ge, Zr koncentráció változása a vitrittartalom változásával párhuzamos. Az alacsony vitrittartalmú kőszének esetében Ge-t és Be-t nem mutattunk ki — noha az elmeddülő kőszén miatt — (5. ábra alapján) a Be koncentráció csökkenő tendenciájának meg kellene szűnnie. A Be és Ge-ra vonatkozóan a 8. ábra alapján megállapíthatjuk, hogy a kőszénben történő felhalmozódása annak vitrittartalmától függ. A vitrittartalom függvényében vizsgált Zr eloszlás is megerősíti az eddig elmondottakat (v. ö. 7. ábra): a kőszénhamu Zr tartalma közepes kőszénminőség és közepes vitrittartalom mellett mutat maximumot; vagyis szerves anyagban mutatott dúsításon kívül törmelékesen is felhalmozódik.

A telepvastagság és a Ge tartalom összefüggését vizsgálva a korrelációs együttható $-0,3$ -nek adódott, amely a vizsgált 40 adatpár esetében 95%-os biztonsággal negatív kapcsolatot jelent. Ez azt jelenti, hogy a Ge dúsulása a vékony kőszéntelepekben várható, összhangban GOLDSCHMIDT megállapításával.

A telepvastagság és a Ge koncentráció fordított kapcsolata a Ge-ről elmondottakkal magyarázható. Kifejtettük, hogy a Ge felhalmozódást a szénülés folyamán a

kőszénteleppel érintkező oldatok Ge tartalma határozza meg és a szerves anyag abszolút mennyiségével nincs közvetlen kapcsolatban. A vékony kőszéntelep esetén a kevesebb szerves anyag adszorbeálja az összes Ge mennyiséget, így ez esetben relatív feldúsulást mutat.

Az elmondottak alapján összefoglalva megállapíthatjuk:

1. A mecseki kőszén Be, Ge és Zr tartalma anomálishan magas, továbbkutatását javasoljuk.

2. További regionális vizsgálatokra nincs szükség, az anomália-területek lehatároltnak tekinthetők; a tárgyalt elemek továbbkutatása csak Komló és az É-i pikkely területén indokolt.

3. A kutatást főképp a jó minőségű kőszén adó telepekre kell összpontosítani. Különös figyelmet érdemelnek az eddig kevésbé vizsgált vékonytelepes, paralikus kőszének.

A Dorogi-medence eocén és oligocén képződményeinek geokémiai vizsgálata

Vizsgálatainkat a területen végzett földtani és kőszénközvetlen munkák eredményeinek felhasználásával (GIDAI L., NAGY G., IHAROSNÉ LACZÓ I.) folytattuk. A vizsgálat célja kettős volt: egyrészt meg kellett határozni, melyek azok a képződmények (és területegységek), amelyekben a ritkafémek *jelentősebb* feldúsulása várható; másrészt az elemek vertikális és horizontális eloszlásának tisztázásával geokémiai jellemzést kívántunk adni a különböző sztratigráfiai és fáciesegységekre.

A hasznosítható ritkafémek kutatását szem előtt tartva, kutatásainkat az alsó-eocén kőszénösszletre koncentráltuk, a medencét felépítő egyéb kőzettípusokat kisebb részletességgel vizsgáltuk. Az alsóeocén kőszénösszlet részletes vizsgálata egyrészt több akna területének részletes bányabeli szelvényezésével, másrészt a mélyfúrások kőzetanyagának vizsgálatával vált lehetővé. Így módon tisztázhattuk az elemek eloszlását a telepeken belül, továbbá statisztikusan értékelhettük a kőszénösszlet horizontális elemeloszlását. Az eocén és oligocén egyéb rétegtani szintjein, illetve kőzetkifejlődésein ilyen részletes vizsgálatot végezni nem volt lehetőségünk, ezért utóbbiaknál csak azok vertikális geokémiai jellemzésére törekedhettünk.

A medence képződményeinek vizsgálatára 1300 minta szinképelemzési adatát használtuk fel. Ebből 850 kőszénminta volt, a többi homokkő, aleurit, agyag, tarka-agyag stb.

A geokémiai értékeléseknél felhasználtuk a korábbi vizsgálatok eredményeit is, így felhasználtuk a Mecseki Érbánya Vállalat, a Bányászati Kutatóintézet és a Komlói Mélyfúró Vállalat szinképelemzési adatait.

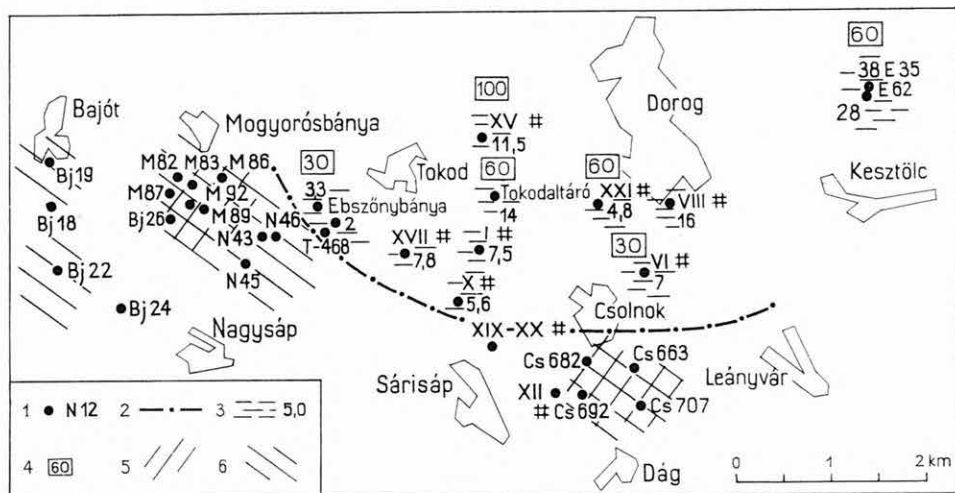
A bányaterületekről és a fúrásokból származó minták helyét a 9. ábrán látható mintavételi térkép mutatja be.

Eredményeink közül néhányat, mint érdekesebbeket kiemelünk:

1. *Telepeken belüli összefüggések:* Az elemeknek a telepen belüli koncentráció változását követve feltűnt a B különös viselkedése. Korrelációja negatív a hamutartalommal, a V-mal és kisebb mértékben a Cu-mal. A Co és Ni koncentrációja a telepeken belül kivétel nélkül párhuzamosan változik. A Ge nagyobb koncentrációja vagy a telepek alján, vagy a fedőhöz közel jelentkezik. Az elkészült részletes vizsgálatok alapján az aknaterületeken ki tudjuk választani azokat a helyeket, illetve telepeket,

melyekben a fontosabb ritkafémek jelentősebb koncentrációval jelentkeznek és ahol szükség esetén részletesebb kutatásuk javasolható.

2. *A többtelepes kifejlődések vizsgálatánál nyert összefüggések:* A részletes szelvények és adatok felhasználásával a megvizsgált telepekre elem-koncentráció átlagokat képeztünk. A telepátlagok segítségével tendenciák ismerhetők fel a kőszénösszleten belül a kőszénképződés előrehaladásának függvényében. Ilyenek:



9. ábra. Geokémiai anomáliák a dorogi alsóeocén barnakőszénösszletben. Szerkesztette: ÓDOR L.

1. Mélyfúrás helye, száma, 2. a Ge elterjedés határa, 3. a lelőhely Ge átlaga, 4. a max Ge koncentráció, 5. a terület átlaga feletti Be-tartalom, 6. a terület átlaga feletti Ti, Zn, Pb, Cu, Cr, Ni, V tartalom

Рис. 9. Геохимические аномалии в Дорогской нижнеэоценовой бурогольной толще. Составил: Л. Одор.

1. Место глубокой скважины с номером, 2. Граница распространения Ge, 3. средняя величина содержания Ge по месторождению, 4. максимальная концентрация Ge, 5. Содержание Be выше среднего значения по данной площади, 6. Содержание Ti, Zn, Pb, Cu, Cr, Ni, V выше среднего содержания по данной площади

A B tartalom fokozatosan növekszik a kőszénképződés előrehaladásával. A Be, melynek mennyisége a kőszénben az üledékes származás közelségétől függ, felfelé jelentősen csökken.

A Ge tartalom és a telepvastagság ismert összefüggése a Dorogi-medencében is általánosan megfigyelhető. Végző soron a Ge dúsulását a láp ősföldrajzi helyzete szabta meg. Részletes geokémiai szelvényeink vizsgálatánál úgy tűnt, hogy a Ge feldúsulása a jelentősebb emelkedő, ill. süllyedő térszínmozgásokhoz kapcsolódik.

3. *Az elemek területi eloszlása az alsóeocén kőszénösszletben:* összes vizsgálataink figyelembevételével a Ge, Be, Cr, V, Ti, Zn, Pb, Cu, Ni, B, Sc elemekre kiszámítottuk a Dorogi-medence átlagkoncentrációját. A 11. ábrán látható mintavételi térképen feltüntetett azokat az anomália-területeket, ahol a Ge, a Be, továbbá a felsorolt többi elem az átlaghoz képest dúsulást mutat. Az anomáliafoltok tanulmányozása a Ge eloszlására vonatkozóan érdekes megállapításhoz vezetett. Egy többé-kevésbé határozott vonaltól (nevezzük Ge-vonalnak) délre a telepek Ge tartalma a kimutatási határ alatt van, a Ge anomáliák mind e vonaltól É-ra találhatók. Ebből arra lehet

következtetni, hogy a Ge-ot szállító oldatok É-ről juthattak a medencébe és a lép — az egykori morfológia és mozgások megszabta helyeken — kiszűrte a Ge-t. A lépban az oldatokból dúsuló Ge ott érhetett el nagyobb értékeket, ahol a dúsító hatás hosszabb idejű, vagy intenzívebb volt, ez pedig helyileg egybeesik a medenceperemi területekkel. A kőszénösszetétel színekvizsgálati eredményei, egy-két kivételtől eltekintve, alátámasztják I HAROSNÉ LACZÓ I. lépöves beosztását. A horizontális elemeloszlási térképből kitűnik, hogy míg a Ge dúsulás a medenceperemi lápokra jellemző, a nagyobb Ti, Be, Zn dúsulás a mélyebblápi, nagyobb terrigén anyagtartalmú zónákat jellemzi, így együttes vizsgálatuk ősföldrajzi következtetésekre használható. A térkép alapján szűkíthető a további vizsgálatra esetleg érdemes területek nagysága. Ennek a szempontnak figyelembevételével elemeztük a Ge és a Be eloszlásában mutatkozó eltéréseket, s a koncentrációk gyakorisági görbéi alapján próbáltunk következtetni a medencében várható anomália-értékekre.

4. Az *eocén nem-kőszenes képződményeinek geokémiai jellemzése*: A medencét felépítő különböző képződmények nyomelemtartalmát azzal a célkitűzéssel vizsgáltuk, hogy megállapítsuk, hogy az egyes kőzetfajták milyen ritkaelemeket dúsítanak. Összehasonlítási alapul a VINOGRADOV-féle üledékes nyomelemátlagokat vettük. A kőszén úgyszólván az összes vizsgált elemet a VINOGRADOV megadta értékek fölé dúsítja. A többi képződményekre tett megállapításainkat a következőkben összegezzük:

a) *Alsőeocén*. A tarkaagyag dúsítja a Cr-t, Ga-t, Ni-t, Pb-t. A fekvő édesvízi agyagmárgában dúsul a B, Cu, Pb, Ti, Zn. A kőszéntelepek közötti agyagos, márgás kőzetek a B, Pb, Ti (Ag) üledékes kőzetátlag fölötti értékével jellemezhetők. A telepeket megszakító és kiemelődő édesvízi mészkő nyomelemtartalma a vizsgált képződmények között a legszegényebb, csupán a Sr közelíti meg a VINOGRADOV-féle értéket. A kőszénösszetétel feletti csökkentsővízi agyag és márga több elemet dúsít, legkifejezettebben a Cu-t és Pb-t, de megjelenik a Mo és Zn is.

A kőszenes összleten kívüli többi képződményt a ritkafémkutatás szempontjából negatívan kell értékelnünk.

b) *Középsőeocén*. A barnakőszenen kívül csupán az agyagos meszes kőzetek dúsítanak néhány nyomelemet (B, Cr, Cu, Li, Mo, Pb, Ti). A középsőeocén barnakőszén jelentős Mo tartalmú.

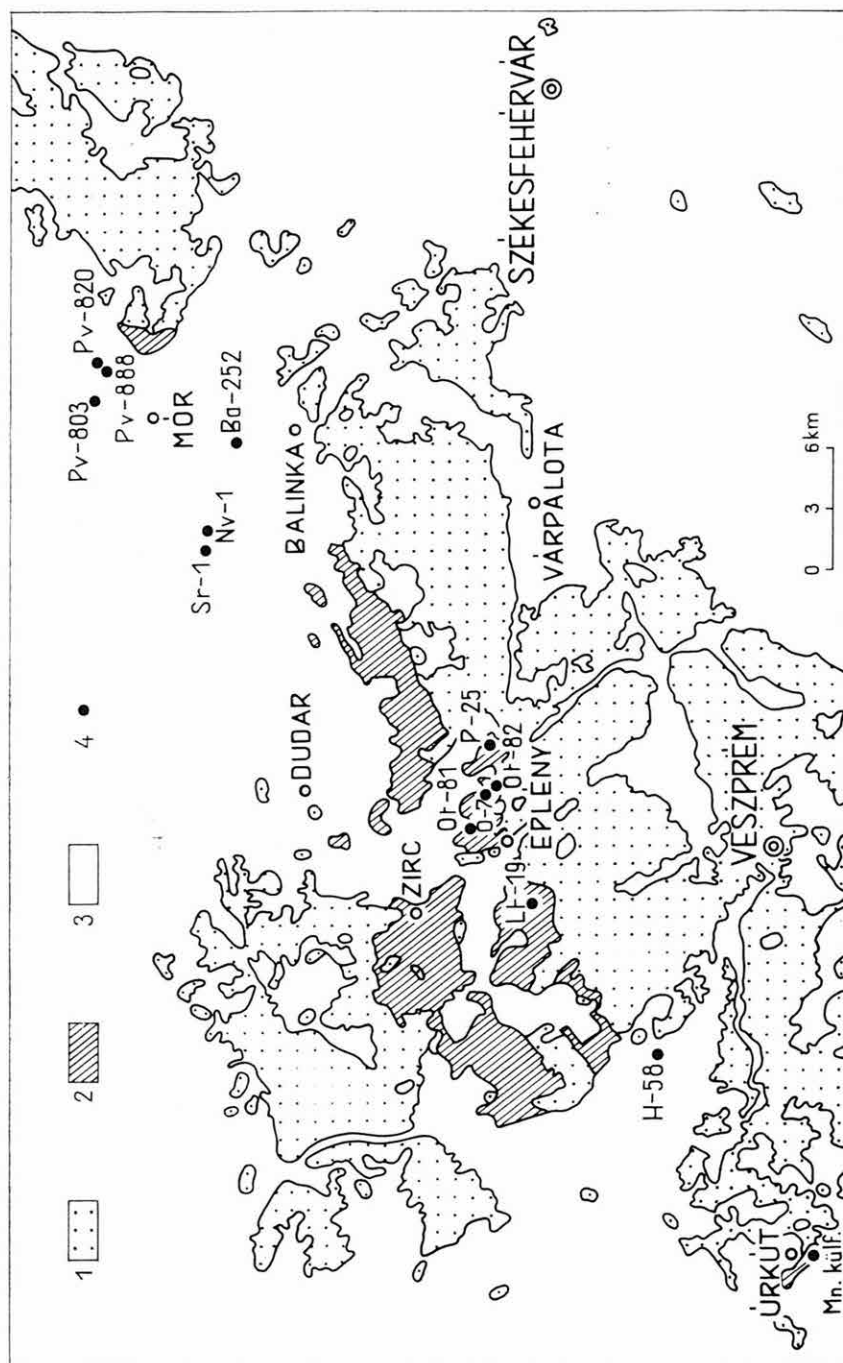
c) *Felsőeocén*. A törmelékes kőzetek nyomelemekben szegények. A meszes képződményekben viszonylag dúsul a B, Li, Sr, Zn.

5. Az *oligocén képződmények geokémiai vizsgálata*: 268 minta színeképlemezése alapján általánosságban megállapíthattuk, hogy a megvizsgált oligocén képződmények a ritkafémkutatás szempontjából nem jelentősek. Egyetlen képződmény hívta fel magára figyelmünket, ez a Kesztlőc mellettli foszfátos homokkő. A kőzet jelentős mennyiségű Ce-ot tartalmaz és a Zr átlagos koncentrációja is említésre méltó.

A Dunántúli Középhegység középsőkréta korú képződményeinek ritkafémvizsgálata

Földtani—geokémiai megfontolások alapján a kutatás súlypontját a felsőapti, ún. munierias, gyakran tarka agyagösszletre és a cenomán turritiliteszes-rotaliporás márga bázisán megismert foszfátos—glaukonitos rétegre helyeztük, mert ezekben reméltünk iparilag hasznosítható ritkaelem dúsulásokat találni.

A vizsgált képződmények elterjedését és a mintavételi helyeket a mellékelt



10. ábra. A középsőkréta képződmények vázlatos elterjedése a Dunántúli Középhegységben (Magyarország földtani térképe 1956 adatainak összevonásával)

1. K. krétánál idősebb képződmények, 2. k. kréta képződmények, 3. k. krétánál fiatalabb képződmények, 4. mintavételi helyek

Рис. 10. Схематическое распространение среднеловых отложений в Задунайском Среднегорье (составлено путем обобщения данных геологической карты Венгрии, 1956 г.)

1. Дорсреднеловые отложения, 2. среднеловые отложения, 3. послесреднеловые отложения, 4. места отборов проб

térkép mutatja (10. ábra). A vizsgált fúrások: Olaszfalu (O/7), Perepuszta (P/25), Herend (H/58), Balinka (Ba/252), Nagyveleg (Nv/1), Pusztavám (Pv/803, 820, 888), Súr (S/1) és Úrkúti sekélyfúrások.

A felsőapti munierias agyagösszlet az Úrkúttól Tatabányaig húzódó területén ismert, ennek szélessége 10 km körüli. Magában foglalja a Bakony és a Vértes ÉNy-i közvetlen előterét és a zirci medencét. Az összlet vastagsága DNy-ról ÉK-re 1–10 m-ről 200 m-re nő. Közettanilag változatos összetételű, főként agyag, aleurit, ezenkívül mészkő, márga, szenes agyag, homokkő alkotja. Az agyagásványok között illit, montmorillonit és kaolinit is előfordul, Al-hidroxid ásványok eddig nem ismeretesek.

A márga, anyag, aleurit és homokkő gyakran tarka. A foliók három színárnyalatú csoportba sorolhatók:

szürke, késszürke, zöldesszürke
vörös, lilászvörös, lila
barna, sárgásbarna

A nyomelemeloszlást szín szerinti elkülönítésben is értékeltük.

A foszfát-dúsulás ez ideig csak a Bakony területéről ismeretes (NOSZKY—NEMESNÉ 1965). A 10%-ot meg nem haladó P_2O_5 tartalom miatt a kőzet csak foszfátos mészkőnek, mészmárgának minősül. Ősmeradványokban gazdag kőzet, a foszfátanyag azok belsejében dúsul. A hordozó ásvány kollofán átkristályosodásából keletkezett apatit, emellett kvarc, glaukonit és kalcit a fő kőzetalkotók. Foszfát-dúsulás csak ott található, ahol az albai mészkő és a márgacsoport között üledékfolytonosság mutatkozik. Jelentősebb foszfát-dúsulás nélküli glaukonitosság viszont általánosnak mondható a márgacsoport egész elterjedési területén.

Színképvizsgálat tájékoztató kvantitatív jelleggel a felsorolt fúrások anyagából és felszíni mintákból készült körülbelül 30 elemre. A megvizsgált minták száma kb. 250 volt. Az eredményekből átlagértékeket számoltunk és pedig szín szerint elkülönített, fúrások szerint elkülönített csoportosításban, majd az egész elterjedési területre az összesített kőzetminták ritkaelemtartalmának átlag- és mediánadatait is kiszámítottuk. A szín szerinti elkülönítést azért tartottuk fontosnak, mert úgy gondoltuk, hogy a szín szerinti csoportosulás a redox viszonyokkal áll összefüggésben, az utóbbi pedig nyilvánvalóan befolyásolja a ritkaelem-tartalmakat. A csoportosításnál a tarka kőzetek közé a vörös, lilászvörös, lila foltokat tartalmazókat soroltuk, a szürkés kőzetek közé a szürkés, feketés, szerves mintákat. A fennmaradó színek alkotják a harmadik csoportot.

Az 1. és 2. sz. táblázatban találhatók az említett csoportosítások szerinti elemkoncentráció átlagértékek azokra a nyomelemekre, melyek a minták nagyrésztben kimutatható mennyiségben fordultak elő.

A felsorolt elemeken kívül néhány mintában előfordult még az Ag, Zr, Ge, Mo, Zn, Be és ritkafém-földfémek. Egy mintában sem volt kimutatható: As, Bi, Cd, Hg, In, Nb, Sc, Sn, Te, Tl, W.

A tájékoztató elemzés átlagos hibája $\pm 30\%$ -nak adódott. Az 1. sz. táblázaton feltüntetett összesített adatokból elemenként és színcsoportonként kiszámítottuk az ún. szórásértéket, mely az átlagértékektől való eltérés mértéke. A szórásérték és a minta-szám közötti logaritmikus összefüggés alapján grafikus úton meghatároztuk a számított átlagérték relatív hibáját (lásd az 1. sz. táblázat negyedik sorában levő adatokat).

Az eredmények értékelésénél szembeötlő néhány éles különbség a szín szerinti elkülönített minták nyomelem-tartalmában. A vöröstarka kőzetcsoporthoz tartozó B,

1. táblázat

**A munieriás agyagösszetétel nyomelemtartalmának szórása
és a számított átlagértékek relatív hibája**

		B	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Li	Mn	Ni	Pb	Sr	Ti	V
Tarka és vörös	Átlag g/t	122	305	13	58	48	19	54	969	95	51	290	4398	77
	Mintaszám	53	53	62	62	34	53	53	53	62	62	53	53	62
	Szórás %	160	130	250	239	78	170	255	186	145	154	100	92	62
	Hiba %	45	40	70	65	30	50	80	50	45	45	30	25	18
Szürke és szenes	Átlag g/t	87	253	24	71	42	11	57	1159	90	39	496	2770	72
	Mintaszám	48	48	80	80	31	48	48	48	80	80	48	48	80
	Szórás %	137	144	133	83	70	181	47	140	213	105	82	115	87
	Hiba %	35	45	35	19	25	55	15	45	50	25	25	40	20
Egyéb	Átlag g/t	70	137	16	70	66	14	34	1581	76	32	496	4242	55
	Mintaszám	39	39	86	86	15	39	39	39	86	86	39	39	86
	Szórás %	156	251	80	221	122	231	76	129	152	153	84	103	121
	Hiba %	50	85	19	50	65	85	25	45	40	40	30	40	30

Ga, Ti tartalmával, a szürke közetcsoporthoz viszonyítva nagyobb a Sr és a Co tartalom. Feltételezve, hogy a tarka foltok keletkezése dia- és epigenetikus folyamatok eredménye, megkíséreltük az elkülönített foltok nyomelemzésével a dia- és epigenetikus anyagvándorlást követni. A vizsgálat alapján és egyéb megfontolásokról is arra lehet következtetni, hogy a szürke és lila foltok diagenetikusak, a barna (limonitos) foltok epigenetikusak.

A munieriás agyagösszetétel alsó részében néhol szenes agyag fordul elő, ennek kiterjedése és optimális kifejlődési területe tisztázatlan.

A Balinka 252-es fúrásból kikerült szenes agyagban 60–600 g/t Ge dúsulást mértünk.

A *cenomán foszfátos*—*glaukonitos* kifejlődés részletesebb geokémiai vizsgálata nem váltotta be a hozzá fűzött reményeket. Egyrészt ez a fácies csak elszigetelten, nem egybefüggő réteggént fejlődött ki. Másrészt a viszonylag alacsony foszfortartalomhoz kapcsolódó ritkafém-dúsulások sem említésre méltóak, rendszerint a kimutatási határ alatt maradnak.

Mindezek alapján a terület vizsgálatát a következő megállapításokkal zárjuk:

1. A munieriás agyag vizsgálatát esetleg érdemes tovább folytatni, de csak kis anyagi ráfordítással, kutatólétesítmények igénybevétele nélkül. A továbbkutatás során a következő lehetőségeket kellene megvizsgálni:

- A szenes agyag, köszön ad-e valahol területi maximumot?
- A sötétszürke, fekete agyag, illetve oxidált, limonitos változata mutat-e valahol területi maximumot?
- Milyen eredménnyel járna a fúrások gamma-karotázs vizsgálata? Feltehető ugyanis, hogy a munieriás agyagokban is — mint általában — a sugárzó anyag dúsulása egyéb ritkafém dúsulással jár együtt.

2. A glaukonitos—foszfátos szint további vizsgálatát a fenti indokok alapján nem javasoljuk.

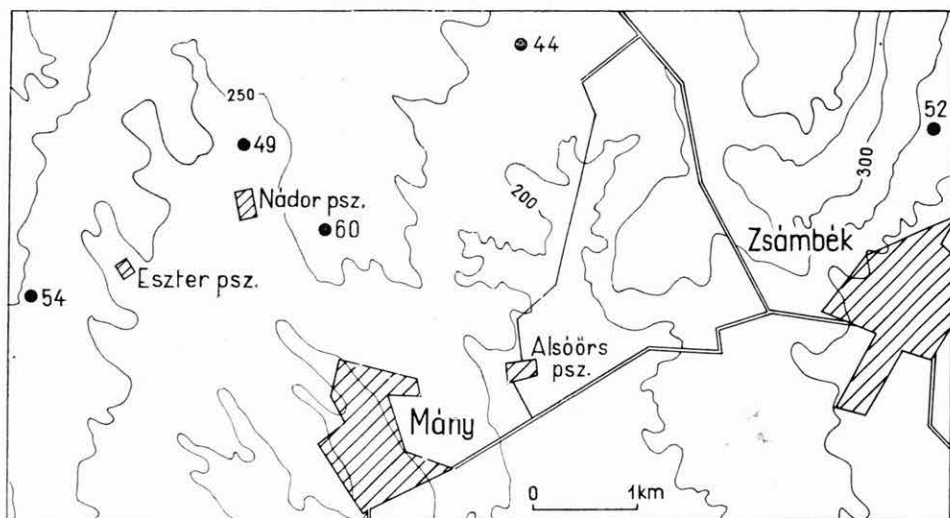
A Dunántúli Középhegység felsőbapti munitériás agyagösszelelének nyomelemértéke

Minta- vétel helye	Minták száma	Redox „fázis”	A vizsgált elemek átlag- és mediánértékei g/t-ban												
			B	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Li	Mn	Ni	Pb	Sr	Ti	V
Balinka 252. t.	9	Oxidált	32 25	50 40	12 10	69 60		15 16	41 40	1916 1600	115 100	25 25	370 250	5390 6000	93 60
	14	Egyéb	36 40	48 25	8 4	61 60		9,5 4	27 25	2170 1600	75 25	34 25	367 160	5261 4000	43 40
	5	Redukált	46 10	85 6	42 16	108 100		13 10	35 25	2872 1600	281 160	41 25	432 400	5800 6000	63 60
Pusztavám 820. t.	19	Oxidált	223 100	591 250	5,6 1	29 25	60 60	33 16	52 40	480 250	87 100	71 25	400 250	5842 6000	73 60
	6	Egyéb	220 160	200 100	10 10	29 25	111 60	45 10	19 10	1710 1600	71 100	41 16	650 400	8416 6000	130 100
	13	Redukált	137 100	619 400	15 6	31 25	55 40	22 10	66 60	1034 250	77 60	33 25	600 600	4215 2500	70 60
Olaszfa P. 25. t. Herend 58. t.	10	Oxidált	74 60	209 160	3 2,5	75 100		16 16	78 60	1972 1600	70 60	105 100	270 250	5470 2500	66 60
	10	Egyéb	39 16	240 160	3,8 4	40 16		9,8 1,6	45 40	1227 250	45 25	56 25	611 600	1730 60	62 10
	12	Redukált	46 40	261 250	3,5 4	38 40		6,8 4	59 60	1444 1600	41 25	63 40	581 600	2245 1000	35 25
Súr I. t. Nagytelek I. t.	11	Oxidált	70 60	171 100	2,3 1	46 25	26 25	6,5 6	39 40	371 160	30 16	17 16	220 40	1065 1000	78 60
	3	Egyéb	50 40	88 100	6 1	27 25	22 16	9 10	56 60	318 250	27 25	19 16	95 100	1266 1600	52 40
	15	Redukált	78 25	76 60	5,6 4	40 25	31 25	8,1 4	52 60	251 250	33 25	47 25	352 160	1160 1000	75 60

A Zsámbék környéki miocén rétegek ritkalelem vizsgálata

A terület miocén rétegeinek ritkafém vizsgálatára az adta az indítékot, hogy a területen jelentős fúrási tevékenység lehetővé tette számunkra, hogy a fúrási anyagokból a terület egész miocén szelvényét felölelő mintaanyag-sorozatokat tudtunk vizsgálat alá venni, továbbá párhuzamos sorozatvizsgálatokkal a változékonyságot is ellenőrizhettük.

A vizsgált területet és azon belül a vizsgálatra kiválasztott fúrások helyét (Mány 44, 49, 52, 54, 60) a mellékelt helyszínrajz (11. ábra) mutatja. A mintegy 100 km²-



11. ábra. A zsámbéki medence vizsgált fúrásainak helyszínrajza

Рис. 11. План изученных скважин Жамбэксского бассейна

nyi terület miocén rétegsorait geokémiaiilag 320 minta szinképvizsgálati adataival jellemeztük.

A vizsgálatok eredményeként megállapíthattuk, hogy a terület miocén rétegei gazdaságilag hasznos nyomelemdúsulást nem tartalmaznak és a további vizsgálatoknak csak tudományos jelentősége várható.

A VINOGRADOV-féle üledékes kőzetekre vonatkozó nyomelem-átlagokhoz képest egyes helyi jelentőségű dúsulásoktól eltekintve általában az átlagértékek alatt maradó középértékek adódtak. Kivétel a Sr, mely mindegyik kőzettani csoportban az üledékes kőzetek átlagánál nagyobb koncentrációval jelentkezik. Említésre méltó még a Pb dúsulása az agyag- és homok-kőzetecsoportban, továbbá a Cr dúsulása a homok-kőzetecsoportban az átlagokat felülmúló koncentráció-értékekkel.

Az elmondottak szemléltetésére a 3. sz. táblázatban az egyes kőzetecsoportokban előforduló átlagos nyomelemlkoncentrációkat tüntetjük fel g/t-ban kifejezve. Az elem vegyjele mellett látható zárójeles érték a VINOGRADOV-féle üledékes átlagot jelenti. A megvizsgált 32 elemből csak azt a 13-at választottuk ki, melyek a vizsgált

3. táblázat

		Átlagértékek g/t		
		agyagban	homokban	mészköben
Co	(20)	2,9	3,9	2,4
Pb	(20)	32	25	13
Ga	(30)	5,6	8,7	1,3
Cu	(57)	25	25	29
Li	(60)	51	52	40
Ni	(95)	15	30	15
B	(100)	67	61	32
Cr	(100)	28	30	11
V	(130)	38	51	17
Sr	(450)	745	952	2323
Mn	(670)	234	238	334
Ba	(800)	226	310	294
Ti	(4500)	1718	1558	134

képződményekben általában jól meghatározható mennyiségben jelentkeztek. Az elemeket az üledékekben tapasztalt gyakoriságuk sorrendjében tüntettük fel.

Fáciesenként is megvizsgáltuk és értékeltük a nyomelem-átlagokat. Megállapításaink közül megemlítjük, hogy az oolitos mészkőfáciesek Sr és Ba tartalma a szublitóralis fáciesekben jelentősebb dúsulást mutat, mint a partközeli fáciesekben. Legkisebb az édesvízinek tekinthető bitumenes mészkövek Sr és Ba tartalma. Az édesvízi mészkőfáciesben a Ti és V átlagai is minimumot mutatnak. A Mn a Sr-mal ellentétesen viselkedik. Megállapításainkat a faciesszelvényeken grafikusán ábrázolva geokémiai-genetikai érdekességű eredményeket rögzítettünk.

A gyakorlati szempontból negatív értékeléssel záródó vizsgálatból még azt a további tanulságot is levontuk, hogy a csatlakozó medencék miocén rétegsorának vizsgálatánál a továbbiakban részmedencénként (100–200 km²), egy szelvény geokémiai vizsgálata elegendő és csak az anomális értékeket adó képződményekben kell részletesebb vizsgálatokat kezdeményezni.

Az országos ritkafémkutatás adatainak dokumentálása

A ritkafémkutatás intenzitásának fokozása szükségessé tette a vizsgálati adatok adattári elhelyezését, rendezését és a különböző szempont szerinti adatvisszakeresés lehetőségét. Olyan adattárolási megoldást kerestünk, mely a fenti szempontok kielégítése mellett az országos kutatás előrehaladtával a gépi adatfeldolgozást is lehetővé fogja tenni.

Adattárunkban nemcsak az intézetünkben nyert ritkafémadatokat, hanem az ország egyéb kutatóhelyeinek ritkafémeredményeit is gyűjtjük. Ez évben mintegy 7000 minta vizsgálatát dokumentáló karton készült el, fénylyukkártyás visszakereső rendszer kiépítésével párhuzamosan.

Célkitűzésünk az, hogy a ritkafémkutatás felderítő fázisának lezárásáig az összes addig végzett anyagvizsgálatot dokumentáljuk, egységes és könnyen kezelhető formában

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБЩЕГОСУДАРСТВЕННОЙ РАЗВЕДКИ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ ЗА 1966 г.

М. ФЭЛЬДВАРИ—ФОГЛ

Разведка редких металлов, проводимая нашим Институтом в 1966 г. имела скачкообразное развитие. На основании созданных в предыдущих годах методов мы смогли уже в текущем году начать предварительные разведки редких металлов в разных областях Венгрии.

В 1966 г. мы закончили геохимические исследования следующих областей или их частей: горы Веленце, нижнелиасовая угольная область гор Мечек, юрские образования Задунайского Среднегорья, эоценовые и олигоценовые образования Дорогского бассейна, среднемеловые отложения Задунайского Среднегорья, миоценовая толща окрестностей с. Жамбек.

Составление детальных отчетов, содержащих полный анализ материалов наших исследований, продолжается. В настоящем отчете мы останавливаемся только на тех результатах, которые имеют особое практическое и геохимическое значение.

GEOMIKROBIOLÓGIAI TÁJÉKOZÓDÓ KÍSÉRLETEK HAZAI A GYAGOS KÖZETEK VASTARTALMÁNAK ELTÁVOLÍTÁSÁRA

Írta: JÁRÁNYI ISTVÁN

A M. Áll. Földtani Intézet Geokémiai Osztályán kísérletek folynak különféle magmás és üledékes kőzetek biokémiai mállasztására, szerves anyag és sok fajból álló kevert mikroorganizmusok segítségével.

A kísérletek során feltűnt, hogy a kőzetek vastartalma viszonylag gyorsan és nagymértékben szabadul ki a kőzeteket alkotó ásványokból. A fenti tény szolgált indítékkul olyan tájékozódó kísérletek elvégzésére, amelyek célja a hazai agyagok vastartalmának biokémiai úton való csökkentése volt. E célból felvettük a kapcsolatot VARJÚ Gy.-val, aki különféle típusú agyagos kőzeteket bocsátott a laboratórium rendelkezésére. Ezen felül az agyagok feltételezett kiindulási („anya”-) kőzeteit is átadta, hogy bizonyos genetikai összefüggéseket is megvizsgálhassunk. Ezekkel a kőzetekkel folytattunk le 1966. évben az első tájékozódó jellegű kísérletsorozatot. E jelentés — mint azt címe is bizonyítja — főleg azon kőzettípusokat tárgyalja, amelyeknél a vastartalomban lényegesebb változást tapasztaltunk.

Ellenőrző kísérleteket is végeztünk. Az ellenőrző kísérlet mintáit is ugyanolyan kezelés alá vetettük, mint a mikroorganizmusokkal kezelt mintákat, azzal a különbséggel, hogy szervesanyagot (disacharid) nem adtunk a táptalajhoz. Miután az ellenőrző minták vastartalma nem változott, illetve nem csökkent, jelentésünkben ezekkel a mintákkal nem foglalkozunk.

A kísérleteket Lees-Quastel-féle perkolátorok segítségével végeztük. Kezdeti nehézséget okozott, hogy a táptalaj-áramlás az agyagos kőzetekben igen lassú volt. Ez azonban, mint a továbbiakban kiderül, nem befolyásolta a vas kioldódását, sőt inkább előnyösnek mondható, mert aránylag kevés folyadék felhasználásával sikerült egyes esetekben sok vasat kioldani a kőzetből.

A mikrobák anyagcseretermékével szerves komplexbe került vas oldatba ment, és az oldatból a vas csak néhány kőzetnél csapódott ki újra. A lassú csepegéssel eltávozott oldat a perkolátor alsó részében gyűlt össze és onnan könnyen eltávolíthattuk.

A táptalajok összeállítása a következő:

I. sz. táptalaj:	1 g ammóniumnitrát
	1 g ammóniumsulfát
	0,1 g ammóniumfoszfát
	30 g disacharid

II. sz. táptalaj:	4 g ammóniumnitrát
	0,1 g ammóniumfoszfát
	30 g disacharid

A táptalajok kezdeti pH-ját minden esetben 7,2-re állítottuk be.

Az ellenőrző vizsgálatoknál használt táptalaj összetétele megegyezett az I. sz. és II. sz. táptalajokéval, azzal a különbséggel, hogy utóbbiakhoz nem adtunk disacharidot.

Egyes kőzeteknél, mint látni fogjuk, kétféle táptalajt is alkalmaztunk: olyat, amelyhez ammóniumsulfátot adagoltunk és olyat, amelyben az ammóniumnitrát adagját négyszeresre emeltük.

A kőzetminták zömét VARJÚ GY. őrlött állapotban adta át. Az őrleményt homogenizáltuk, utána kémiai és színkép-elemzéssel vizsgáltuk meg, majd elkészítettük röntgendiffrakciós és röntgenvákuum-színképelemzésüket is. Az elemzéseket ZENTAI P., RISCHÁK G., VICZIÁN I., TOLNAY V., NEMES L.-NÉ, GUZY K.-NÉ és munkatársaik végezték. A kőzeteket a kezelés után a fenti módszerekkel ismét megvizsgáltuk.

A kezelt kőzetek vas-leadása a várákozásnak megfelelően különböző volt. A vas kioldódása attól függött, hogy mennyire stabil szerkezetben volt kötve a kőzetben.

E r e d m é n y e k: A kísérletre beállított kőzetek közül főleg azon mintákkal foglalkozik a jelentés, amelyekből jelentős vas-kioldódást tapasztaltunk. Az olyan mintákkal, melyeket tisztán kőzetgenetikai célokra állítottunk be (perlit, zeolit, zöld riolittufa), egyelőre nem foglalkozunk. (Megemlítjük azonban, hogy a zöld riolittufa a kísérlet 10 hónapján keresztül sem adott le vasat számbajöhető mennyiségben, a zeolit összes vastartalmának kb. 4%-át, a perlit pedig megközelítően 15%-át vesztette el s ezek a kőzetek külsőleg sem mutattak különösebb változást.)

A biokémiai hatást, illetve a mikroorganizmusok tevékenységének hatását jobban lehetett követni a továbbiakban felsorolandó kőzettípusoknál, ahol mind a vas-leadást, mind a kőzet színének változásait szemmel láthatóan is követni lehetett.

Mád, lila riolittufa: Ez a kőzettípus vöröseslila, oxidált vastartalmú kőzet. A kőzetből 500 g-ot mértünk be a perkolátorba. A kőzetet 1 liter I. sz. táptalajjal és a saját kitenyésztett mikroflórájával kezeltük. Ezzel azt a célt akartuk elérni, hogy a folyamat felgyorsuljon (ezt a műveletet hajtottuk végre minden szerves anyaggal kezelt kőzetfajtánál).

A beoltott kőzet már egyhetes kezelés után foltosodni kezdett, sárgásfehéres foltok tarkították, ezek a további kezelés hatására egységes, nagy, kissé barnás-fehéres foltokká folytak össze. Ez idő alatt a kőzettartó felső edényből zöldesbarna, majd később egészen vörösbarna, kb. 80% vasat tartalmazó folyadék csepegett le. A folyadékból vékony vashidroxid hártya csapódott ki, tükörszerűen bevonva az edény falát; ez csak HCl-os kezelésre oldódott le onnan. A vas többi része valódi oldatot képezett a táptalajba került mikrobális anyagcsere-termékekkel.

A kőzet egyhónapos kezelés után már elvesztette a kontroll mintában ma is jól látható eredeti vöröseslilas színét. Szobahőmérsékleten kiszárítva, ez a különbség még élesebben látszik. A kezeletlen kőzet elemzésének és a biokémiai kezelés utáni elemzésének összevetése jól mutatja a biokémiai hatás következtében (főleg a vastartalomban) beállott változást (I. sz. táblázat és I. ábra). Miután a kezelés célja éppen a vastartalom csökkentése volt, így elsősorban a vastartalom változásának mértéke érdekes számunkra. Mint az az I. sz. táblázatból és az I. ábrából kiolvasható, a lila riolittufa összes vastartalma Fe_2O_3 -ra számolva 3,44% volt, ez a kezelt kőzetben 2,70%-ra csökkent, ami 21,5%-os csökkenést jelez. A Na_2O és a K_2O növekedése teljesen érthetően csak viszonylagos, a vastartalomban elszegényedett kőzetben visszamaradó Na és K tartalom relatív dúsulása következett be.

A kőzet röntgendiffrakciós vizsgálata a kezelés előtt és a kezelés után ugyanazt mutatta:

kvare = ++ (vagy +++)

kaolinit (b tengely szerint elég jól rendezett) = ++ (vagy +++)

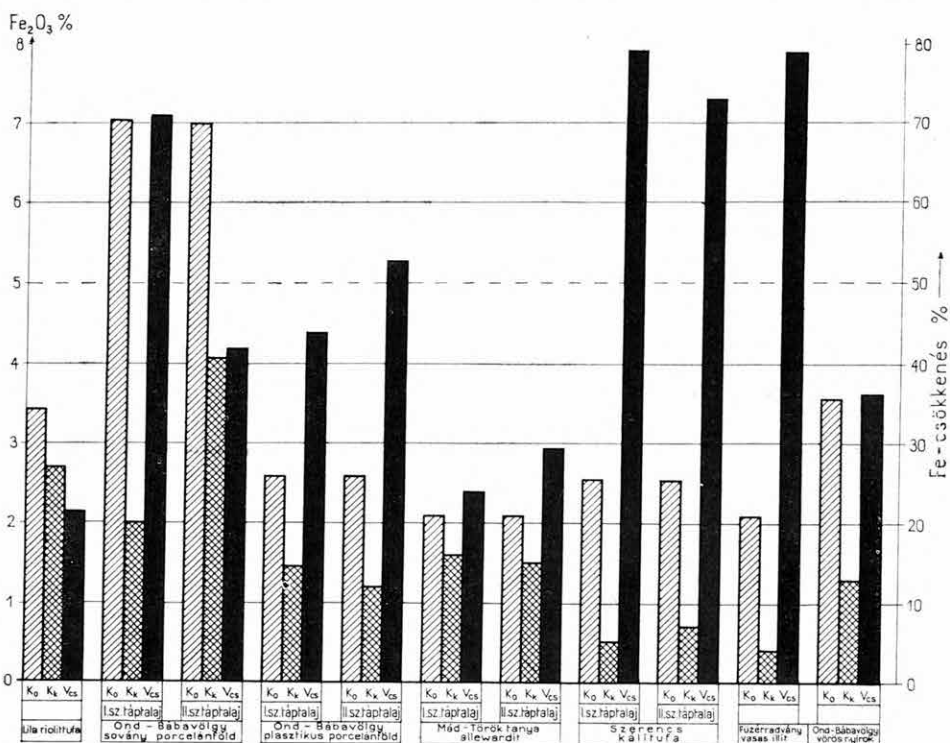
piroxén = nyom

A röntgendiffrakciós képen változás nem tapasztalható, nyilván a szilikát-rácsok erős stabilitása miatt. Célunk az volt, hogy a beavatkozás ne legyen annyira erélyes, hogy az a rács szerkezetében nagyobb változásokat hozzon létre és a kőzet eredeti jó tulajdonságait esetleg megváltoztassa. Ez a cél vezérelt bennünket a többi kőzetfajta kezelésénél is, de mint tapasztalni fogjuk, egyes esetekben a módosulást nem lehetett teljesen elkerülni.

Említésre méltó, hogy a lila riolittufa nyomelemei közül a kezelés hatására eltávozott az összes As, amelyet a kezelt kőzetben már nyomokban sem tudtunk kimutatni, a kioldott anyagban azonban bőségesen feldúsult.

A táptalajnak, amellyel a kőzetet kezeltük, kiinduló pH-ja 7,2 volt, a végső pH 4,0.

Önd-Bábvölgy, sovány porcelánföld: A kőzet eredetileg okkersárga-krémszínű. A kőzet 500 g-nyi mintáját 1000 ml I. sz. táptalajjal kezeltük. A kőzet egyhetes



1. ábra. Agyagos kőzetek vastartalmának változása 1 hónap alatt biokémiai kezelés hatására

Fig. 1. Variation of the iron content of argillaceous rocks during 1 month of biochemical treatment

kezelés után erjedéssel jelenségek között erősen foltosodni kezdett, fehéres-szürkés-vöröses foltok keletkeztek benne, majd egy hónap után egész tömegében egységes sárgásfehér színűvé változott. A kezelt kőzetet szobahőmérsékleten kiszáritva tapasztalhatjuk, hogy eredeti okkersárga színe a kezelés nyomán gyengén szürkésfehér színre változott. E színváltozás fő oka a vastartalom csökkenése. A kőzet Fe_2O_3 -ra számított összes vastartalma 7,05%-ról 2,02%-ra csökkent, ami 71%-os csökkenést jelent (1. sz. táblázat és 1. ábra.). A kezelt kőzetnél mind a Na mind a K tartalom relatív emelkedését figyelhetjük meg. A nyomelemek közül a kezelés hatására az As eltávozott a kőzetből, a V, Cu, Zn és Rb tartalom pedig viszonylag feldúsult. A kőzetből kicsepegtető folyadék végső pH-ja 5,0 volt.

A kőzetből 50 g-ot 150 ml II. sz. táptalajjal kezeltünk. A II. sz. táptalajjal kezelt kőzetnél a foltosodás már a 3. nap után bekövetkezett és a kőzetminta egy hét után krémszínűvé változott. A szobahőmérsékleten szárított, kezelt kőzet színe

1. táblázat

Agyagos kőzetek Na, K és Fe tartalmának változásai biokémiai kezelés hatására

A kőzet megnevezése	Na ₂ O tartalom %			K ₂ O tartalom %			Fe ₂ O ₃ tartalom %		
	E	K	V	E	K	V	E	K	V
Lila riolituffa	0,06	0,08	+ 33	0,18	0,23	+ 27,7	3,44	2,70	—21,5
Ond—Bába- völgy sov. porcelánföld									
I. sz. táptalaj	0,15	0,28	+ 86,7	4,99	5,46	+ 9,4	7,05	7,02	—71,3
II. sz. táptalaj	0,15	0,16	+ 6,7	4,99	5,36	+ 7,4	7,05	4,08	—42,1
Ond—Bába- völgy plaszt. porcelánföld									
I. sz. táptalaj	0,07	0,17	+ 142,8	2,33	4,40	+ 3,0	2,59	1,44	—44,4
II. sz. táptalaj	0,07	0,21	+ 2,0	2,33	2,25	— 3,4	2,59	1,19	—54,0
Mád—Török- tanyai allewardit									
I. sz. táptalaj	0,14	0,16	+ 14,3	4,12	3,24	—21,3	2,13	1,61	—24,4
II. sz. táptalaj	0,14	0,23	+ 64,2	4,12	3,42	—17,0	2,13	1,50	—29,6
Szerencsi kálitufa									
I. sz. táptalaj	0,17	0,22	+ 29,4	8,44	8,35	— 1,1	2,55	0,50	—80,3
II. sz. táptalaj	0,17	0,22	+ 29,4	8,44	8,20	— 2,9	2,55	0,67	—73,7
Füzérradványi vasas illit									
	0,06	0,13	+ 116,0	9,23	8,78	— 4,9	2,13	0,42	—80,2
Ond—Bába- völgy vörös nyirok									
	0,11	0,29	+ 163,0	3,39	2,69	—20,7	3,62	2,28	—37,0

Jelmagyarázat: E = eredeti kőzet elemtartalma

K = kezelt kőzet elemtartalma

V = változás (+ = dúsulás; — = csökkenés)

kissé halványabb, mint az eredeti kőzeté. A kőzet Fe_2O_3 -ra számított vastartalma 7,05%-ról 4,08%-ra csökkent, ami 42%-os csökkenésnek felel meg. A Na és K tartalom relatív dúsulása itt is megfigyelhető (lásd I. sz. táblázat). Az As tartalom eltávozott a kőzetből és a többi nyomelem is az I. sz. táptalajjal kezelt mintához hasonlóan viselkedett. A végső pH érték itt is 5,0 volt.

A kőzet röntgendiffrakciós vizsgálata a következő eredményt adta:

Kezeletlen minta	I. sz. táptalajjal	II. sz. táptalajjal
	kezelt minta	
Kvarc = + + +	Kvarc = + + +	Kvarc = + + +
Szanidin (kis Na tartalom) = +	Szanidin (kis Na tartalom) = +	Szanidin (kis Na tartalom) = +
Piroxén = +	Piroxén = +	Piroxén = +
Csillám agyagásvány (dioktaéderes, gyengén krist. illit) = +	Csillám agyagásvány (uo.) = +	Csillám agyagásvány (uo.) = +
Kaolinit = +	Kaolinit = +	Kaolinit = +
Goethit? = nyom	Goethit? = nyom	Goethit? = nyom

A kőzet röntgendiffrakció képében tehát nincsen változás az eredeti kőzethez hasonlítva, kivéve, hogy néhány kicsiny csúcs kismértékben megerősödött a kezelt mintákban (ezt az ásványt nem sikerült azonosítanunk, talán gipsz).

Amint látható, a vastartalom csökkenése a kőzet eredeti szerkezetében nem okozott olyan elváltozásokat, amelyek károsak lennének az ipari felhasználás szempontjából. Sőt a kőzet formatartása és szilárdsága — amint ezt a laboratóriumban megállapítottuk — sokkal jobb, mint az eredeti kőzeté volt.

Önd—Bábvölgy, plasztikus porcelánföld: A kőzet eredeti színe halványsárgás, rózsaszínnel árnyalt. A kőzet 100 g-nyi mintáját 250 ml I. sz. táptalajjal kezeltük. A kőzet foltosodása itt is jelentkezett és gyors lefolyású volt (egy hét). A kezelt kőzet szobalevegőn szárítva kifehéredett, amit a vas hiánya okozhat. A kőzet eredeti Fe_2O_3 -ra számított összes vastartalma 2,59%-ról 1,44%-ra csökkent, ami 44%-os vas-csökkenést jelent (I. sz. táblázat és I. ábra). A Na tartalom relatív dúsulása ennél a kőzetnél is jelentkezett, a K ellenben 3%-al csökkent. A kőzet As tartalma kilúgzódott, Mn tartalma 100 g/t-ről 40 g/t-ra csökkent.

A II. sz. táptalajjal kezelt minta (50 g kőzet, 150 ml táptalaj) összes vastartalma 2,59%-ról 1,19%-ra csökkent, ami 54%-os csökkenésnek felel meg. A többi elem viselkedése megfelel az I. sz. táptalajjal kezelt mintáénak. Megjegyezzük, hogy míg a sovány porcelánföld esetében az I. sz. táptalaj volt vas kioldása szempontjából a hatásosabb, addig a jelen esetben a II. sz. táptalajjal kezelt mintából oldódott ki több vas.

A röntgendiffrakciós vizsgálatok eredménye:

kvarc = + + +
 szanidin = +
 piroxén (diopszid is?) = +
 csillám agyagásvány (dioktaéderes gyengén kristályos illit) = +
 kaolinit (b tengely szerint rendezetlen) = + +

A röntgendiffrakciós vizsgálatok itt sem mutattak ásványos összetételbeli változást.

A vizsgálat szerint változás nem észlelhető, azonban — mint azt a sovány porcelánföldnél már megjegyeztük — megváltozott a kőzet színe és formatartóssága, szilárdabban tapadnak össze a rézecskek és kevésbé repedezik a szárítás ideje alatt, még gyors szárítás esetében is (infralámpa alatt).

Mád—Töröktanya, allewardit: A kőzet eredeti színe kissé szürkésfehér. A vas rácsba van beépülve. A kezelés után szobahőmérsékleten szárítva a kőzet veszít szürkés színéből és kissé fehérebbé válik. A kőzetből 100 g-ot mértünk be s 250 ml I. sz. táptalajjal kezeltük. A kőzet egy hét múlva teljesen sötétszürke színűre változott, foltosodási jelenség nélkül.

A táptalaj pH-ja a kezdeti 7,2-ről 7,6—7,8-ra emelkedett, majd lassan csökkenni kezdett. A pH csökkenésével egyidejűleg a kőzet színe kezdett fehéredni. Egyhavi kezelés után a Fe_2O_3 -ra számított összes vastartalom 2,13%-ról 1,61%-ra csökkent, ami 24%-os csökkenést jelent. A kőzet Na tartalma relatív dúsulást mutat, a K tartalom viszont már mintegy 21%-kal csökkent. A nyomelemek közül a Mn 400 g/t-ről 40 g/t-ra, a Ba 250 g/t-ről 160 g/t-ra csökkent. A II. sz. táptalajjal kezelt mintánál (50 g kőzet, 150 ml táptalaj) a szürkülés nem következett be. A Fe_2O_3 -ra számolt összes vastartalom 2,13%-ról 1,50%-ra csökkent, ami 30%-os csökkenést jelent. A Na és K tartalom, valamint a nyomelemtartalom változásai hasonlóak az I. sz. táptalajjal kezelt mintához. Mindkét kőzetnél a végső pH=3,2-vel, de azzal a különbséggel, hogy a II. sz. táptalajjal kezelt mintánál nem volt pH emelkedés, hanem azonnal pH csökkenést tapasztaltunk a kísérleti idő előrehaladtával. Tehát míg az I. sz. táptalajjal kezelt mintánál először redukció lépett fel és utána oxidálódott fel újra a kőzet, addig a II. sz. táptalajjal kezelt mintánál redukciós jelenség nem lépett fel.

A röntgendiffrakciós vizsgálatok a következő képet adták:

Kezeletlen minta	I. sz. táptalajjal	II. sz. táptalajjal
	kezelt minta	
Kvarc = + + +	Kvarc = + + +	Kvarc = + + +
Szanidin = +	Szanidin = + + +	Szanidin = + + +
Piroxén = nyom v. +	Piroxén = nyom v. +	Piroxén = nyom v. +
Montmorillonit-illit (több montmorillonit mint illit, rendezetlen kevert rétegű ásvány) = + +	Montmorillonit-illit (több illit mint montmorillonit, rendezetlen kevert rétegű ásvány) = + +	Montmorillonit-illit (több illit mint montmorillonit, rendezetlen kevert rétegű ásvány) = + +
Illit = +	Illit = +	Illit = +
Kaolinit = +	Kaolinit = +	Kaolinit = +

A röntgendiffrakciós kép — részben a szanidin növekedése, részben a montmorillonit-illit típusú rendezetlen, kevert rétegű ásványban az illites rész megnövekedése a montmorillonit rovására (viszonylagos K dúsulás!) — azt mutatja, hogy a biokémiai hatás befolyással volt a kőzet szerkezetére is.

Szerencs, kálitufa: A kőzet eredeti színe vörössárga, a kezelés után szobahőmérsékleten szárítva fehér. A kőzet 500 g-ját 1000 ml I. sz. táptalajjal kezeltük. A kísérlet első hetében a kőzetben olyan erős erjedés zajlott, hogy a kőzet kilépett a tároló edényből. Erős foltosodás lépett fel, majd a kőzet egységes szürkésfehér színűvé változott. Egyhónapos kezelés után a Fe_2O_3 -ra számított összes vastartalom 2,55%-ról 0,55%-ra csökkent, ami 80%-os vas-csökkenést jelent. A Na tartalom relatív dúsulása mellett a K tartalom kismérvű (1,1%-os) csökkenését tapasztaltuk. A nyomelemek közül említésre méltó a Mn tartalom 400 g/t-ről 40 g/t-ra, a Ga pedig 40 g/t-ről 6 g/t-ra való csökkenése. Míg az eredeti kőzetben Sr-ot nem tudtunk kimutatni, addig a kezelt kőzetben 100 g/t-ra dúsult.

A II. sz. táptalajjal kezelt mintában (50 g kőzet, 150 ml táptalaj) a Fe_2O_3 -ra számolt összes vastartalom 2,55%-ról 0,67%-ra csökkent, ez 73%-os csökkenést jelent. A Na, K és a nyomelemek változása hasonló tendenciájú mint az I. sz. táptalajjal kezelt kőzetnél. A kőzetről lecepegő oldat végső pH-ja 4,0 volt.

A röntgendiffrakciós kép nem mutat változást, illetve különbséget a kezelt és kezeletlen minták között. Az ásványos összetétel:

kvarc = + + +
szanidin (kis Na tartalommal) = + +
piroxén = +

Füzérradvány, vasas illit: A kőzet eredeti színe vörösesbarnássárga. A kezelés után a kezelt minta szobahőmérsékleten szárítva kissé szürkésfehér (a kőzet 100 g-ját 250 ml I. sz. táptalajjal kezeltük). Ennél a kőzetnél volt talán a leghatásosabb a biokémiai kezelés.

A kőzet színe egy hét alatt foltosodási jelenségek mellett fehérre változott. A Fe_2O_3 -ra számított összes vastartalom 2,13%-ról 0,42%-ra csökkent, ami 80%-os vas-csökkenést jelent. A kezelt kőzetben a Na tartalom relatív növekedése tapasztalható, míg a K tartalom kissé csökkent, vagyis némi K eltávozott a kőzetből. A kezelt kőzet nyomelem tartalma szintén csökkenést mutat az eredeti kőzetéhez képest. A kőzetről lecepegő folyadék végső pH-ja 4,5 volt.

A kezelt kőzet röntgendiffrakciós képe változatlan:

kvarc = + + +
szanidin = +
piroxén = +
csillám, agyagásvány (dioktaéderes gyengén kristályos, kb. 20% véletlenszerűen közberétegezett montmorillonit-rétegeket tartalmaz) = +

Önd—Bábarölgy, vörös nyirok: A kőzet eredeti színe hasonló a szerencsi kálitufához, attól csak mélyebb vörösebb árnyalatával tér el. A kezelt minta szobahőmérsékleten szárítva szürkésfehér (100 g kőzetet 250 ml I. sz. táptalajjal kezeltünk).

A kezelés első fázisában itt is jelentkezett a foltosodás és a kőzet viszonylag gyorsan (egy hét alatt) sötétszürkés—barnás színt vett fel. A kőzet Fe_2O_3 -ra számított összes vastartalma 3,62%-ról 2,28%-ra esett, ami 37%-os csökkenést jelent. A kőzet Na tartalma mintegy kétszeresére dúsult a kezelés hatására (relatív dúsulás), a K tartalom viszont 20%-kal csökkent. Nyomelemei közül a Mn eddig nem tapasztalt módon viselkedett, amennyiben 25 g/t-ről 100 g/t-ra dúsult, sőt — igen érdekesen — hasonló dúsulást mutat a V, Cu, Sr, Rb is. Csak a Ba, Li és Ga tartalom csökkent (1. és 2. sz. táblázat).

Agyagos kőzetek nyomelemtartalmának változásai

Elem \ Kőzet	Lila riolitufa		Ond—Bábvölgy							
			sovány porcelánföld				plasztikus porcelánföld			
			I. sz. tápt.		II. sz. tápt.		I. sz. tápt.		II. sz. tápt.	
	E	K	E	K	E	K	E	K	E	K
As	60	0	250	0	250	0	100	0	100	0
Mn	16	16	250	40	250	60	100	16	100	16
Cu	16	16	2,5	100	2,5	60	40	16	40	16
Ga	1,6	1,6	16	1,6	16	10	10	4	10	4
V	0	25	6	25	6	25	16	25	16	25
Ni	0	4	4	4	4	4	1	4	1	4
Cr	4	1	0,25	2,5	0,25	1	10	4	10	4
Ba	0	60	600	400	600	250	160	160	160	100
Li	10	1,6	25	25	25	16	60	4	60	4
Sr	16	16	0	25	0	25	16	25	16	25
Pb	16	16	0	16	0	16	25	16	25	16
Ag	0	0	0	1	0	0	0,4	0	0,4	0
Rb	0	0	420	600	420	600	340	420	340	420

Jelmagyarázat: E = kezeletlen kőzet nyomelemei
K = kezelt kőzet nyomelemei

A kezelt kőzet röntgendiffrakciós képe szintén érdekesen alakult:

Kezeletlen minta	Kezelt minta
Kvarc = + + +	Kvarc = + + +
Piroxén = + + vagy +	Piroxén = + + vagy +
Montmorillonit = +	Ø
Illit (kevés véletlenszerűen közberétegzett montmorillonit tartalommal) = +	Illit = bizonytalan csúcs
Kaolinit = +	Kaolinit = +

A röntgendiffrakciós kép szerint a kezelt kőzetből a montmorillonit eltűnt, az illit-csúcs bizonytalanra válása egybehangzó a K tartalom 20%-os csökkenésével.

Összefoglalás: A cél, amiért e tájékoztató vizsgálatokat több sorozatban (kb. 8 hónap alatt) elvégeztük, az agyagos kőzetek vastartalmának biokémiai úton való eltávolítása volt.

Meg kell jegyeznünk, hogy tájékoztató kísérleteink akkor lennének teljesek, ha az ipar által jelenleg felhasznált agyagokból is megkísérelnénk a vas eltávolítását és megállapítanánk, melyek azok az agyagfélések, amelyek biokémiai hatásra javulást mutatnak. További kísérleteinkben feltétlenül szükséges lenne mind a bányászat, mind a felhasználó ipar illetékes szakembereivel egyetértésben bizonyos kísérleteket elvégezni, hogy a vastartalom csökkenésén túl az agyagok egyéb tulajdonságainak változásáról is képet nyerjünk (pl. duzzadóképeség, plaszticitás, máztartósság, szárítás alatti viselkedés, alaktartósság, szilárdságváltozások stb.). Ilyen komplex kísérletek után már egészen pontos adatokkal lehetne szolgálni a biokémiai kezelés használhatóságáról, nemcsak a vas eltávolítását illetően, hanem az agyagok esetleges másfajta minőségi javulását illetően is.

biokémiai kezelés hatására g/t-ban

2. táblázat

Mád—Töröktanya				Szerencs				Füzérradvány		Ond—Bábavölgy	
allewardit				kálitufa				vasas illit		vörös nyirok	
I. sz. tápt.		II. sz. tápt.		I. sz. tápt.		II. sz. tápt.					
E	K	E	K	E	K	E	K	E	K	E	K
0	0	0	0	0	0	0	0	40	0	0	0
100	60	100	60	400	25	400	25	40	16	40	100
16	25	16	25	16	25	16	16	25	25	2,5	25
16	10	16	10	40	6	40	6	6	16	0	10
10	25	10	25	25	25	25	25	1,6	25	0	40
2,5	4	2,5	4	4	16	4	4	0	4	1	4
10	10	10	10	6	4	6	4	0,25	1	1,6	16
250	60	250	60	600	400	600	250	1600	1000	570	580
40	16	40	16	100	25	100	16	250	25	40	10
25	25	25	25	0	100	0	25	25	25	30	40
40	40	40	25	60	100	60	40	25	40	25	100
0,6	0	0,6	0	2,8	0	2,8	0	0	0	0	1
0	0	0	0	850	1700	850	1000	800	1150	0	0

Ha a kőzetek kezelés előtti és kezelés utáni kémiai elemzéseit megvizsgáljuk, a következőket állapíthatjuk meg: a vas eltávolítása és az ezzel járó egyéb hatások (elem-dúsulás, illetve -csökkenés) szempontjából a kísérletek nagyrészt sikeresnek mondhatók. Attól függően, hogy a vas kötése mennyire erős, eltávolíthatósága igen különböző lehet. Az időtényező sem elhanyagolható, pl. a lila riolittufa 5 hónapos kezelés utáni, Fe_2O_3 -ra számolt összes vastartalma 3,44%-ról 1,90%-ra csökkent, ami 44,7%-os vas-csökkenést jelent. Az Ond—Bábavölgy-i sovány porcelánföld Fe_2O_3 -ra számított összes vastartalma a fenti idő alatt 7,05%-ról 1,52%-ra csökkent, ez csaknem kétszerese (78,4%) a riolittufában mutatkozó csökkenésnek.

Bebizonyosodott, hogy a mikroorganizmusok anyagcseretermékének hatására a vastartalom 20—80%-át eléggé magas 4—5 pH mellett aránylag rövid idő alatt el lehet távolítani a kőzetből, anélkül, hogy ásványainak szerkezete (egy-két kivételtől eltekintve) jelentős változást szenvedne.

Igen fontos lenne az ipar által jelenleg felhasznált agyagokkal végezni hasonló kísérleteket, ezért javasoljuk, hogy a jelenlegi laboratóriumi kísérletek lezárása után, kb. két év múlva félüzemi kísérleteket indítsunk a gyakorlati használatba vétel megalapozására.

A két év hosszú időnek látszik, azonban félő, hogy még ez az idő sem lesz elég ahhoz, hogy agyagtípusonként a legmegfelelőbb mikroorganizmus-csoportokat kitenyészthessük. Keresnünk kell a vas-kioldási folyamatok meggyorsításának módját, hogy a felhasználó ipar minél rövidebb idő alatt birtokába juthasson a feljavított alapanyagnak. Ha a kísérletek sikerrel zárulnak (amihez eddigi kísérleteink biztatást adnak) úgy feltétlenül jelentős gazdasági haszonnal járnának.

ORIENTATIVE GEOMICROBIOLOGICAL EXPERIMENTS
FOR REMOVING THE IRON CONTENT OF
ARGILLACEOUS ROCKS FROM HUNGARY

by

I. JÁRÁNYI

During about 8 months several series of experiments were carried out with an aim to eliminate by a biochemical process, the iron content of argillaceous rocks. It could be proved that, through the effect of the metabolism of microorganisms, 20 to 80% of the original iron content was removed from the rock, at pH values as high as 4 to 5, in a relative short time without significant changes in mineral structure (except for 1—2 cases).

A BALATON KÖRNYÉK RÉSZLETES ÉPÍTÉSFÖLDTANI TÉRKÉPEZÉSÉNEK PROGRAMJA

(A MÁFI Víz- és Építésföldtani Osztályának jelentése)

Írta: LÁNG GÁBOR

A mérnökgeológia, vagy műszaki földtan, mint összekötő kapocs a műszaki tevékenység és a földtan között, a földtani ismeretanyagot a műszaki tervezés szintjén és követelményeinek megfelelően értékeli. A mérnökgeológiai vizsgálatok célja ezért szerteágazó és nem is körvonalazható pontosan. A leggyakoribb problémakörök a magas- és mélyépítés, az alagútépítés, völgyzáró gátak építése, út- és vasútépítés, folyamszabályozás, vízellátás, vízhasznosítás, de ide sorolható a bányászattal összefüggő kérdések egy része is.

Az építésföldtan a mérnökgeológiának egy kisebb területét, a magas- és mélyépítésekkel kapcsolatos témakört foglalja magába. Célja: adatszolgáltatás a regionális vagy lokális tervezéshez, amely meghatározza a tervezett létesítmények építésének műszaki feltételeit és utal a létesítmények üzemelése során esetleg fellépő változásokra. Mivel a műszaki feltételeket és a később fellépő változásokat a földtani felépítés, a talajtakaró, a domborzat, a talajvíz mélysége, vízjárása, vegyi összetétele és a felszíni vizek kölcsönhatása határozza meg, az építésföldtani vizsgálatokhoz szükséges ismeretanyag több, speciális, nem szorosan a földtanhoz kapcsolódó tárgykörrel is kibővül.

A felsorolt tényezőket az építésföldtani térkép (vagy térképsorozat) ábrázolja a terület jellege és a feladat természete által meghatározott pontossággal és méretarányban. Így beszélhetünk hegy- és síkvidéki, regionális és lokális építésföldtani térképekről. Az ábrázolásmód helyes megválasztásánál a fő szempont a tervezési adatoknak a mérnöki gyakorlat számára történő közvetlen felhasználhatósága kell legyen. A végcél minden esetben egy olyan térképváltozat szerkesztése, amely meghatározza az egyes terület egységeken (építésföldtani egységeken) alkalmazható építési (pl. alapozási) módokat.

A Balaton vidék építésföldtani térképezésének gondolata a Balaton-part távlati fejlesztési tervével kapcsolatban merült fel, amely nagyarányú szállodaépítést, üdülők, strandok építését, közművesítést, a közlekedés fejlesztését, valamint a tó állagának védelmét írja elő. A térképezés mielőbbi megindítását elsősorban a Balatoni Intéző Bizottság, majd a Központi Földtani Hivatal és a Magyar Állami Földtani Intézet szorgalmazták. A munka 1966 nyarán a MÁFI Víz- és Építésföldtani Osztályának megalakulásával, a Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat bevonásával meg is indult, egy nyolc évre tervezett program keretében. Míg síkvidéken az építésföldtani térképek szerkesztése terén éppen Intézetünkben jelentős eredmények születtek,

hegyvidéki viszonylatban a problémák összetettsége és eltérő jellege miatt mind a külföldi, mind a hazai irodalomban fellelhető kísérletek csak egy-egy mintaterületként kiválasztott térképkivágotat mutatnak be különböző térképszerkesztési sémákat. Ilyen kísérletek történtek elsősorban Németországban, a Szovjetunióban, Franciaországban, Csehszlovákiában, de hazánkban is. Ezekre a térképekre többnyire a rossz olvashatóság és sokszor a következtetlenség a jellemző. A KGST 1964. évi ülése megvitatta és elfogadta a mérnökgeológiai térképek egységes szín- és jelkiesztézetét, valamint a térképek szerkesztési utasításait, ezeket több-kevesebb sikerrel megkísérelték átültetni a hazai gyakorlatba is. Az idézett tervezetek azonban nem fedik a mérnökgeológiai térkép fogalmát, többnyire kiértékeletlen és sokszor felesleges földtani, morfológiai és vízföldtani jelek agglomerátumát adják.

A Balaton vidék helyi adottságai egy újszerű térképezési mód és ábrázolástechnika kidolgozását tették szükségessé, erre a célra a Tihanyi-félsziget környéke — változatos földtani felépítése, felszíne, valamint az építésföldtani problémák sokasága miatt — alkalmasnak bizonyult. Módszertani eredményeinket, amelyek a jövőben tevékenységünk irányát is megszabják, az alábbiakban foglaljuk össze.

1. A térképezés

Méretaránya 1:10 000, mivel ennél kisebb méretarányú térképek a Balaton vidék viszonylatában még a regionális tervezés számára is alkalmatlanok. A térképezés pontosságát és részletességét a távlati Balaton-fejlesztési terv irányelvei szabják meg, az 1—2 km széles parti sávban nagy részletességű, a távolabbi, de még a kiválasztott térképlapokra eső területeken átnézetes felvételt végzünk.

Észleléseink négy csoportba sorolhatók: speciális földtani, geomorfológiai és vízföldtani megfigyelések, valamint a már üzemelő létesítmények jelenlegi állapotának vizsgálata.

A speciális földtani térképezés során elsősorban a rossz szilárdsági tulajdonságokkal jellemezhető, alapozási szempontból sokszor kedvezőtlenül viselkedő, vagy csúszásveszélyes laza üledékösszleteket vizsgáljuk. A Balaton vidék építésföldtani térképezésének kulcsa így a lokális jelenségek (süllyedés, roskadás, talajtörés) viszonylatában a negyedkori, a nagyjelenségek terén (lejtőmozgások, partszakadások) a pannóniai képződmények fácies-, települési és genetikai viszonyaiban keresendő. Célunk az, hogy a laza üledékösszletek korát, fáciesviszonyait, településhelyzetét, üledékközzettani és talajmechanikai paramétereit összefüggéseiben vizsgálva, jellemző, építésföldtani szempontból egységesen viselkedő szinteket tudjunk elhatárolni. Ezt a célt egy-egy alapszelvény részletes feldolgozásával kívánjuk elérni, pl. legutóbb a tihanyi Fehérpart, a kenesei magaspart és a Balaton-parton telepített alapfúrások komplex vizsgálatával. A terület egészének térképezésénél további két szempontot tartunk szem előtt:

- Az első terhelhető felületen, a fagyhatáron levő képződmények ismeretét, amely területünkön 1,5 m átlagmélységben van, s többnyire azonos a talajtakaró alatti első kőzetréteggel.
- Az alapozási szempontból még számbajöhető mélységhatárig, kb. 15 m-ig a rétegsor nagy részletességű megismerését.

Geomorfológiai vizsgálataink a völgytípusok, partszakasztípusok és a lejtőviszonyok tanulmányozására irányulnak, így a völgyek szakaszjellegét, a pusztuló

vagy épülő partszakaszokat, valamint a Balaton abrázios terasz-színlejtet igyekszünk elhatárolni. Az északkeleti partot és a Tihanyi-félszigetet szegélyező pannon magasparkok omlása és csúszásveszélyessége képezi vizsgálataink egyik fő tárgyát.

Vízföldtani térképezésünk célja a vízföldtani szempontból egységesen viselkedő képződményösszletek elhatárolása, áteresztőképességük kvantitatív jellemzése, a réteg- és talajvizek utánpótlási-, vízháztartási viszonyainak tisztázása, a vízszintek és vízszintváltozások regisztrálása, valamint a vegyi jelleg meghatározása. Külön vizsgálatssorozatot indítunk a felszíni vizek, így elsősorban a Balaton és a talajvíz kölcsönhatásának tanulmányozására, amely tényezőnek a parti sáv építkezéseinél nagy jelentősége van. Célunkat a források, ásott kutak és egyes fúrt kutak vízhozamának, a vízszinteknek és a vizek vegyi összetételének rendszeres megfigyelésével kívánjuk elérni, lehetőleg egy teljes (egyéves) mérési ciklus során. A Földmérő és Talajvizsgáló Vállalattal együttműködve megkezdjük a mélységi vízfigyelőkút-hálózat kiépítését. A rendszeres méréseket a VITUKI segítségével a felszíni vizekre is ki kell terjeszteni, mivel a terület vízháztartásáról alkotott képünk csak így lehet teljes.

A már meglevő létesítmények állagában bekövetkezett változások a már lezajlott vagy folyamatban levő lejtőmozgásokról, süllyedésekről informálnak. Másik ide sorolható kérdéskör a Balaton-parti sáv eredeti állapotának rekonstruálása, amelyet a nagyarányú tereprendevezések és feltöltések felismerhetetlenné tettek. Ezen a téren a régi topográfiai térképek (pl. az 1780-as években készült II. József-féle felmérés) komoly segítséget jelentenek.

2. Feltárások

Feltárásaink jellegét a vázolt szempontok határozzák meg a következő csoportosítás szerint:

- Építésföldtani *alappúrásoknak* tekintjük azokat az 50–150 m átlagmélységű, többnyire egy-egy jelentősebb felszíni feltárással kapcsolatba hozható módon telepített fúrásokat, amelyeknek célja rendszerint a keményebb aljzatot fedő teljes laza üledékösszlet harántolása. Anyaguk komplex feldolgozásra kerül.
- Az építésföldtani *térképező fúrások* az alapozási célokra még gazdaságosan felhasználható felső 15 m rétegsorának megismerését célozzák, anyagukat csak az építési normákban előírt szempontok szerint vizsgáljuk.
- A *kutatóaknak és -árkok* a fagyhatár illetve a mi esetünkben a talajtakaró alatti rétegek közvetlen megismerése céljából készülnek. Az árkok falából — mint a felszíni feltárások esetében is — talajmechanikai vizsgálatokra alkalmas zavartalan mintákat veszünk.

A fúrási technológiát és mintavételi módot is a talajmechanikai vizsgálatok igényei határozzák meg, eddigi gyakorlatunkban a kettősfalú magesővel, redukált öblítéssel való magfúrás vált be a legjobban. A harántolt permeábilis rétegek vízáadó képességét és a vizek vegyi összetételét minden esetben meghatározzuk, vagy ha szükséges, a furatot talajvízszint-megfigyelő kúttá képezzük ki.

3. Geofizikai mérések

Feltérési hálózatunkat kis behatolóképeségű geofizikai mérésekkel is be fogjuk sűríteni. Az alkalmazandó geoelektromos és mikroszeizmikus módszerektől a szilárd aljzatot fedő laza üledékösszetétel vastagságára, az agyagrétegek helyzetére és a talajvízszint mélységére várunk információkat. A mérnöki geofizika speciális feladatterve lehet a lejtőmozgások szakadólapjainak vizsgálata.

4. A Balaton-fenék kutatása

Programunknak egy később megvalósítandó fázisát a tófenék vizsgálata kell képezze, mivel a Balatonról alkotott képünk enélkül nem lehet teljes. Ennek a munkafázisnak anyagi és műszaki feltételei még nincsenek meg. Megvalósítását alapos előkészítésnek és megfelelő fúróberendezés (fúróhajó) tervezésének kell megelőznie.

5. Anyagvizsgálat

Célunk egyrészt összefüggést keresni az egyes genetikai üledéktípusok üledék-kőzettani és talajfizikai paramétereinek között, másrészt azokat jellemezni az érvényben levő építési normák alapján. Megállapodásunk szerint a képződmények építés-földtani besorolására az alábbi paramétereket fogadtuk el:

víz-tartalom ($W\%$)
 folyási határ ($W_F\%$)
 plasztikus index ($I_p\%$)
 karbonáttartalom ($CO_3\%$)
 uralkodó szemcsenagyság (D_m mm)
 osztályozottsági hányados (U)
 faj-súly (γ Mp/m^3)
 hézag-térfogat ($n\%$)
 egyirányú nyomó-szilárdság (σ -kp/cm³)

Alapszelveink és alapfúrásaink feldolgozásánál lehetőleg teljes földtani és talajmechanikai vizsgálatsorozatra törekszünk. Alapelvek tekintjük, hogy a nagy számú, bár kisebb pontosságú mérések és meghatározások számunkra értékesebbek, mint a laboratóriumi pontosságú, de kisszámú mérések. Ezért a vizsgálatok jó részét a jövőben a terepen (hordozható talajmechanikai laboratórium segítségével) vagy a balatonfüredi Kutatóállomásunkon fogjuk elvégezni.

Vízföldtani térképezésünkkel összhangban néhány hidraulikai jellemző meghatározását is tervbe vettük, mint pl. a vízáteresztőképesség és a kapilláris tulajdonságok vizsgálatát.

6. Az építésföldtani térképek szerkesztése és dokumentáció

Az építésföldtani térkép tartalmi anyagát egy térképlapon nem lehet ábrázolni, ez az olvashatóságot erősen rontaná, sőt néhol lehetetlenné tenné. A Balaton vidék adottságai mellett egy-egy 1:10 000-es méretarányú térképlap területén 6 térkép-változat szerkesztése vált szükségessé:

- a) észlelési térkép
- b) speciális földtani alaptérkép
- c) alapozási térkép
- d) vízföldtani térkép
- e) vízkémiai térkép
- f) építéstervezési térkép

a) Az *észlelési térkép* szelektált alapadat gyűjtemény, amely az észlelési magyarázóval összhangban a terepi észlelések helyét, fajtáját, módját és az elkészült laboratóriumi vizsgálatokat tünteti fel. Jelmagyarázatában négy különböző színnel ábrázolt jelesoportot alakítottunk ki a földtani, geomorfológiai, vízföldtani alapadatok és a jelentősebb műszaki létesítmények ábrázolására.

b) A *speciális földtani alaptérkép* egyrészt a talajtakaró alatti képződményeket, másrészt a negyedkori rétegek alatt települő első képződményösszletet ábrázolja. A talajtakaró alatti képződmények esetében a negyedkori és a pannon, tehát laza üledékösszleteket igyekszünk minél több önállóan ábrázolható földtani képződményre felbontani, valamint azoknak üledékközzettani jellemzőit az ábrázolásmódban kifejezésre juttatni. A bevezetett kétszintes szerkesztési mód (ferde színes csíkozás) csak az elfedett képződmények szintbeli hovatartozására utal, közzettani megkülönböztetést a térkép olvashatóságának nagyfokú rontása nélkül nem tehetünk. A földtani alaptérképekhez földtani szelvények tartoznak.

c) Az *alapozási térkép* már számszerű adatokat szolgáltat a mérnöki tervezés számára. Szerkesztésénél az azonos szilárdsági tulajdonságokkal jellemezhető képződménycsoportokat közet-, illetve talajfizikai egységeként összevonjuk, tehát a szilárd kőzeteket a laza üledékektől élesen elkülönítjük.

Szilárd kőzeteknél az alkalmazott színskála a törőszilárdságra, a vízszintes, függőleges és ferde vonalkázás a rétegzettség, repedezettség és karsztosodás fokozataira utal.

Laza üledékes területeken a fagyhatáron települő képződmények (sekélyalapozási sík) és egy, 15 méteren belül elérhető, szilárdabb képződményekből álló mélyalapozási sík talajfizikai jellemzőit széles és keskeny függőleges sávozás kombinációja révén együttesen ábrázoljuk. A színskála itt a σ alapértéket (terhelhetőség), a vonalkázás a talajmechanikai besorolást fejezi ki. A mélyalapozási sík helyzetét 2 m-enkénti mélységvonalak szemléltetik.

A térkép még feltünteti a magas talajvízállású és építkezési szempontból alkalmatlan területeket is.

d) A *vízföldtani térképváltozat* szerkesztésének alapja a Vízföldtani Atlasznál alkalmazott séma, tehát a földtani képződményeket vízáteresztőképeségük (szín) és közzettani minőségük (vonalkázás, pontozás) alapján vonjuk össze, tekintet nélkül azok korára. Ezen túlmenően az egymás fölé települt vízeleteket (keskeny és széles sávozás) a jelentősebb vízeletek határait, valamint — kellő számú adat esetén — a talajvíz hidroizohipszáit is feltüntetjük. A vízáteresztőképeség és a vízháztartási viszonyok kvantitatív jellemzése a jövő feladata.

e) A *vízkémiai térkép* szerkesztését gyakorlati szempontok határozták meg, tehát az építményekre veszélyt jelentő, valamint a víz minőségét előnytelenül befolyásoló alkotórészek kvantitatív területi ábrázolására törekszünk. Ilyen összetevők, illetve jellemzők a szulfát, a mérszre agresszív szénsav, a nitrát és az összes keménység. A felsorolt komponensek mennyiségi eloszlását övezetbeosztásos ábrá-

zolásmóddal igyekszünk szemléltetni. A térképen még néhány jellegzetes alapadatot (kördiagramot) és a víztípusok eloszlását is rögzítjük.

f) Építésföldtani térképsorozatunk utolsó, az összes gyakorlati szempontot sűrítő változata az *építéstervezési térkép*, amely a területet építési övezetekre bontja fel. Az építési övezet olyan területrész, ahol közel azonos építésföldtani feltételekkel kell számolni. Az egyes építési övezetek elnevezése többnyire közvetlenül utal a lehetséges építési és alapozási módokra.

Az építésföldtani térképsorozatokat észlelési- és térképmagyarázók egészítik ki. Az észlelési magyarázók az észlelési térképek szerves részei, az ott feltüntetett földtani, geomorfológiai és vízföldtani megfigyelések alapadatait, a feltárások és fúrások szelvényeit, valamint az anyagvizsgálati eredményeket tartalmazzák. A feltárások és fúrások dokumentálására egységes építésföldtani dokumentációs formát dolgoztunk ki a Földmérő és Talajvizsgáló Vállalattal egyetértésben. Térképmagyarázót csak egy-egy jelentősebb tájegység vizsgálatának lezárása után tervezünk készíteni.

ПРОГРАММА ДЕТАЛЬНОЙ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ РАЙОНА ОЗЕРА БАЛАТОН

(Отчет отдела гидрогеологии и инженерной геологии ВГИ)

Г. ЛАНГ

Инженерная геология, как наука, связывающая геологию с инженерной деятельностью, производит обобщение фактического материала на уровне проектирования инженерных сооружений в соответствии с требованиями, предъявляемыми к таким проектам. Именно поэтому цель инженерно-геологических исследований весьма разнообразна и точно отделить ее почти невозможно.

«Строительная геология» охватывает раздел инженерной геологии: тематику надземного и подземного строительства. Ее целью является обобщение сведений для регионального или местного планирования, определяющего технические условия создания проектируемых сооружений и указывающего на возможные изменения при эксплуатации данных сооружений. Так как технические условия и возникающие возможные последующие изменения определяются геологическим строением района, особенностями грунтов, рельефа, глубиной залегания грунтовых вод, их режимом, химическим составом и взаимодействием с поверхностными водами, фактический материал, необходимый для инженерно-геологических исследований, дополняется данными нескольких специальных, с геологией тесно не связанных дисциплин.

Перечисленные факторы изображаются на инженерно-геологической карте (или картосерии) в масштабе, соответствующем характеру данного района и данного задания. Конечной целью в каждом случае является составление карты, определяющей употребляемые в отдельных инженерно-геологических районах методы строительных работ (например, способы заложения фундамента).

Мысль инженерно-геологического картирования Балатонской области возникла в связи с планом перспективного развития побережья озера Балатон, предусматривающим высокие темпы строительства гостиниц, домов отдыха, пляжей, благоустройство береговой полосы, развитие путей сообщения и охрану озера. Съёмочные работы были начаты, прежде всего, по инициативе Комитета по развитию оз. Балатон, Центрального Геологического Управления и Венгерского Государственного Геологического Института. Работы начались летом 1966 г. созданием отдела гидрогеологии и инженерной геологии при Венгерском Государственном Геологическом Институте с привлечением Предприятия по геодезии и механике грунтов в рамках восьмилетней программы.

Своеобразные условия Балатонской области потребовали разработки новой методики картирования и новой техники изображения; для такой цели наиболее подходящим оказался район Тиханьского полуострова благодаря его разнообразному геологическому строению, геоморфологическим условиям и множеству возникающих здесь инженерно-геологических проблем. Методические результаты — определяющие направления нашей деятельности и в будущем — сводятся к следующему.

1. Съёмочные работы

Был применен масштаб 1:10 000, имея в виду, что карты более мелких масштабов в условиях рассматриваемого района не подходят даже для регионального планирования. Точность и масштаб картирования определяются перспективным планом развития района оз. Балатон: в береговой зоне шириной 1—2 км проводятся съёмочные работы крупного масштаба, на площадях более отдаленных от берега, но лежащих еще на выделенных планшетах, проводится обзорная съемка.

Наши наблюдения могут быть разделены на четыре группы: специальные геологические, геоморфологические и, гидрогеологические наблюдения и изучение современного состояния эксплуатируемых сооружений.

При картировании рассматриваемой области в целом мы руководствовались следующими двумя основными положениями:

- Тщательно надо изучать отложения, лежащие ниже зоны сезонного промерзания, в которых обычно закладываются фундаменты. На нашей территории они залегают на глубине в среднем 1,5 м. Эта так называемая первая нагружаемая поверхность обычно лежит непосредственно под горизонтом почвы.
- Детальное исследование толщи, считающейся еще важной с точки зрения заложения фундамента, до глубины около 15 м.

Наши геоморфологические исследования направлены на изучение типов долин, береговых участков и склонов, тем самым мы стараемся выделить отдельные участки долин по характеру режима водотоков, по типу берегов (размыв, накопление), а также абразионные террасы оз. Балатон. Одним из главных предметов наших исследований являются оползневые явления на высоких берегах, окаймляющих оз. Балатон с северо-востока и Тиханьский полуостров, и сложенных паннонскими отложениями.

Целью гидрогеологической съемки является выделение толщ сходных с гидрогеологической точки зрения, количественная характеристика их водо-

проницаемости, выяснение условий питания и режима грунтовых вод, регистрация уровней воды и их изменений, определение характера химического состава вод. Начинаются специальные исследования для изучения взаимодействия между поверхностными водами, в том числе озера Балатон, с одной стороны, и грунтовыми водами с другой.

Изменения существующих инженерных сооружений информируют нас об имевших место в прошлом или происходящих в наст. время движениях склонов, осадках. Другой круг вопросов, относящийся к рассматриваемой категории, это реконструкция первоначальных условий береговой полосы оз. Балатон, измененных крупными планировочными и насыпными работами. В этой области старые топографические карты (например, съемки, произведенные в 1780 годах, при императоре Йосифе II) оказывают нам большую помощь.

2. Горные выработки

Характер наших горных выработок вытекает из вышеизложенных общих положений. В связи с этим, они могут быть разделены на следующие группы:

- *Опорными инженерно-геологическими скважинами* считаются скважины глубиной 50—150 м, большей частью привязанные к тем или другим природным обнажениям и предназначенные, как правило, для проходки полной толщи рыхлых осадочных отложений, покрывающих скальное основание. Их материал подвергается комплексной обработке.
- Инженерно-геологические *картировочные скважины* предназначены для изучения верхней 15-и метровой толщи, в которой еще заложение фундаментов считается экономичным. Отбираемые из них образцы изучаются в соответствии с действующими строительными нормами.
- *Разведочные шурфы и каналы* проходятся с целью исследования пород, находящихся под зоной сезонного промерзания или — в наших условиях — под горизонтом почвы. Из стен разведочных каналов, точно как и из поверхностных обнажений, отбираются ненарушенные образцы, подходящие для физико-механических исследований.

3. Геофизические исследования

Для сгущения сети разведочных выработок будут применены и геофизические методы разведки небольшой глубины проникновения. Надеемся, что с помощью применяемых геоэлектрических и микросейсмических методов будут получены данные о мощности рыхлой осадочной толщи, покрывающей скальное основание, о положении глинистых слоев и глубине залегания грунтовых вод. Специальным заданием инженерной геофизики может быть исследование плоскостей скольжения оползневых масс.

4. Исследование дна оз. Балатон

Нашей программой предусмотрено изучение дна озера, что должно быть осуществлено позднее. Дело в том, что без этого нельзя получить полное представление об оз. Балатон. Материальные и технические предпосылки этой фазы работы пока не созданы. Осуществлению этого плана должны предшествовать тщательная подготовка и разработка проекта соответствующего бурового оборудования (плавающего станка).

5. Лабораторные работы

Мы хотим, с одной стороны, найти связь между литологическими и физико-механическими параметрами отдельных генетических типов отложений, с другой стороны, охарактеризовать их по существующим строительным нормам. Нами приняты для инженерно-геологической классификации образований, следующие параметры:

влажность ($W\%$)
предел текучести ($W_F\%$)
число пластичности ($Ip\%$)
содержание карбоната ($CO_3\%$)
преобладающий диаметр частиц ($D_m\text{ mm}$)
коэффициент сортированности (U)
удельный вес ($\gamma\text{ Mr/m}^3$)
пористость ($n\%$)
сопротивление одноосному сжатию ($\sigma\text{ kp/cm}^2$)

При обработке опорных разрезов и скважин мы стараемся провести по возможности полный комплекс геологических и физико-механических исследований.

6. Составление инженерно-геологических карт и документация

Весь фактический материал инженерно-геологической съемки изобразить на одном листе нельзя, так как это затрудняло бы чтение или иногда карта стала бы нечитаемой. В условиях Балатонской области необходимо было для каждого листа масштаба 1:10 000 составить по шесть вариантов карты:

- а) карта фактического материала
- б) специальная геологическая карта
- в) карта для проектирования фундаментов
- г) гидрогеологическая карта
- д) гидрохимическая карта
- е) карта для проектирования строительства

а) *карта фактического* материала содержит фактические данные, где указываются — в согласии с объяснительной запиской — точки наблюдений, виды наблюдений, способы их производства и проведенные лабораторные анализы.

б) на *специальной геологической карте* изображаются отложения, находящиеся под почвой, с одной стороны, и первый горизонт, подстилающий четвертичные отложения, с другой.

в) *карта для проектирования фундаментов* дает цифровые данные для проектирования инженерных сооружений.

При составлении этого варианта нами были выделены физико-механические категории горных пород, в основе которых лежат прочностные свойства последних. Таким образом, скальные породы от рыхлых четко отделяются.

г) в основе *гидрогеологического* варианта лежит схема, применяемая при составлении Гидрогеологического Атласа, т. е. геологические образования группируются по их водопроницаемости (изображается краской) и петрографическим свойствам (изображается штриховкой) без учета их возраста.

д) *гидрохимическая карта* составляется по практическим сообщениям, мы стараемся дать количественные площадные изображения компонентов,

опасные для инженерных сооружений и неблагоприятно влияющих на качество воды.

е) последним вариантом нашей картосерии является *карта для проектирования строительства*, на которой концентрируются все практические результаты. Здесь вся площадь делится на строительные зоны. Строительные зоны — это площади, характеризующиеся приблизительно одинаковыми инженерно-геологическими условиями.

Набор инженерно-геологических карт дополняется объяснительными записками, составляемыми для каждого варианта в отдельности.

A FÖLDTANI VONATKOZÁSÚ TÉRKÉPEK ÁTTEKINTÉSE ÉS A RENDSZEREZÉS NÉHÁNY SZEMPONTJA

Írta: RADÓCZ GYULA

Az utóbbi időben egyre szaporodó rétegtani (elsősorban mélyföldtani) adatok mellett egyre többféle földtani vonatkozású térképfajtáról esik szó, amelyek között némelyek mind a szakmai tartalom, mind az alkalmazott színek és jelek tekintetében jelentős mértékben eltérnek a klasszikus értelemben vett „felszíni” földtani térképektől (1. ábra). Ugyanakkor sok esetben egyes térképek több térképfajta elemeit is tartalmazzák, némelykor egyéb tudományterületről származó adattal is kiegészülnek.

A földtani vonatkozású térképek felosztásának számos szempont lehet az alapja (rendeltetési szempontok, készítési elvek, térképezési módszerek, méretarány stb.). A vonatkozó térképeket a kapcsolódó tudományágak fő mondanivalója, ill. a térképek rendeltetése szempontjából öt fő csoportra, majd további alcsoportokra oszthatjuk.

1. *Általános földtani*, illetve alapvető földtani térképek (közettérképek, tektonikai térképek).

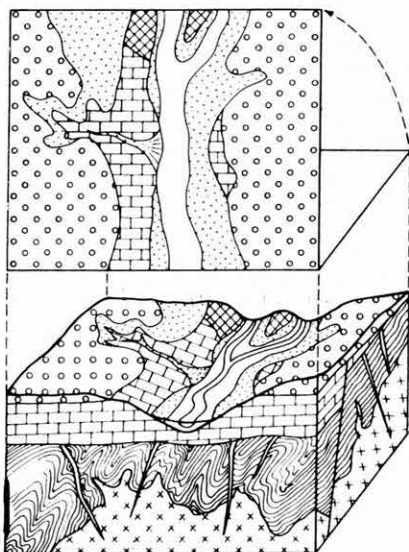
2. *Elvonakoztatott*, illetve belső földtani tartalmat is jelző földtani térképek (fácies-és ősföldrajzi térképek).

3. *Alkalmazott földtani* térképek (gazdaságföldtani, mérnökgeológiai stb.).

4. *Vegyes rendeltetésű*, többcélú, „komplex” vagy nem egységes elvek szerint készített földtani térképek.

5. *Rokontudományok térképei*, amelyek több-kevesebb földtani vonatkozású adatot is tartalmaznak (geofizikai, geokémiai, geomorfológiai, szpeleológiai stb.).

A vázolt öt főcsoportba az alábbiak szerint minden földtani vonatkozású térképfaj-



1. ábra. A klasszikus értelemben vett felszíni földtani térképek általános típusa, alul a szemléltetés elősegítése érdekében tömbdiagram szerinti ábrázolásban (Z. POUBA után, kiegészítve)

Abb. 1. Allgemeiner Typus der im klassischen Sinne aufgefassen geologischen Karten der Tagesoberfläche, unten mit Blockdiagramm dargestellt, für die bessere Veranschaulichung (ergänzt nach Z. POUBA)

tát elhelyezhetünk, bár egyes képződményeknek csak a vastagságát (izopach), fedőjének vastagságát, tszf. magasságát stb. ábrázoló (általában szintvonalas) térképek, mint mellék, vagy kiegészítő térképek külön csoportba is tartozhatnak. Rendszerint a fációs, az alkalmazott földtani és a vegyes rendeltetésű térképek sorában fordulnak elő ilyen szintvonalas változatok.

Hangsúlyozni kívánjuk, hogy a „komplex” térkép nem tartalmazhatja az összes szempont elemeit, csupán több vonatkozásra is képes rámutatni. Egy lapon a terület felépítését és a fontosabb problémákat is megvilágíthatja stb. Minden térkép tartalmazhat ismert (biztos), szerkesztett és feltételezett elemet is, amelyekre a térképek jelkulcsa adhat felvilágosítást, azonban bizonyos esetben pl. nyersanyag-területek esetében, de egyéb területeken is, külön megkutatottsági és ismeretességi fok térkép elkészítésére is szükség lehet.

Az alábbiakban a méretarány kérdéseire nem kívánunk külön kitérni, megjegyezzük azonban, hogy a méretarány gyakran olyankor is szerepet játszik a térképek felosztásában amikor a felosztás más szempontok alapján történik, illetve a különféle térképfajták igen gyakran meghatározott méretarányhoz kötöttek.

Ma még nem vállalkozhatunk arra, hogy mindenre kiterjedően és több szempont szerint is rögzítsük a földtani vonatkozású térképek rendszerét, bár a földtani vonatkozású térképek sokféleségéről az utóbbi időben hazai irodalomból is több ízelítőt kaptunk (FÜLÖP J. 1960, BENKŐ F. 1964, RADÓCZ GY. 1964, KERTAI GY. 1966). Célunk elsősorban az, hogy az utóbbi időben egyre szaporodó földtani vonatkozású térképfajtákat, bizonyos szempontok kiemelésével, egymás mellé sorakoztassuk és a nálunk ritkábban látott térképfajtákból is bemutassunk néhány vázlatot. Felhívjuk a figyelmet a nálunk általában mostohán kezelt tömbdiagramoknak a szemléltetésben jelentkező rendkívüli szerepére is, bár ezek szorosabb értelemben véve már nem térképek (lásd az 1., 5., 6., 7. és 8. ábrát).

1. Általános földtani (leíró jellegű), illetve alapvető térképek

Lényegében a földtörténeti korok és a kőzetfélések együttes ábrázolásával készülnek, elsősorban a térképező geológus, másrészt egyéb, főleg a rétegtannal kapcsolatban álló „specialista szakember” vizsgálatainak eredményeképpen. A képződmények határai gyakran tektonikusak, ezért még a szorosabb értelemben vett tektonikai térképek is ide tartoznak. E főcsoport térképeinek elemei a többi főcsoport térképein is gyakran megtalálhatók. Az ide tartozó térképfajták a földkéregnek vagy valamely meglevő, vagy csak képzelt felületére, illetve szintjére vonatkoznak (a képződmények vertikális változékonyságának, vastagságának stb. érzékeltetése már nem tartozik ide).

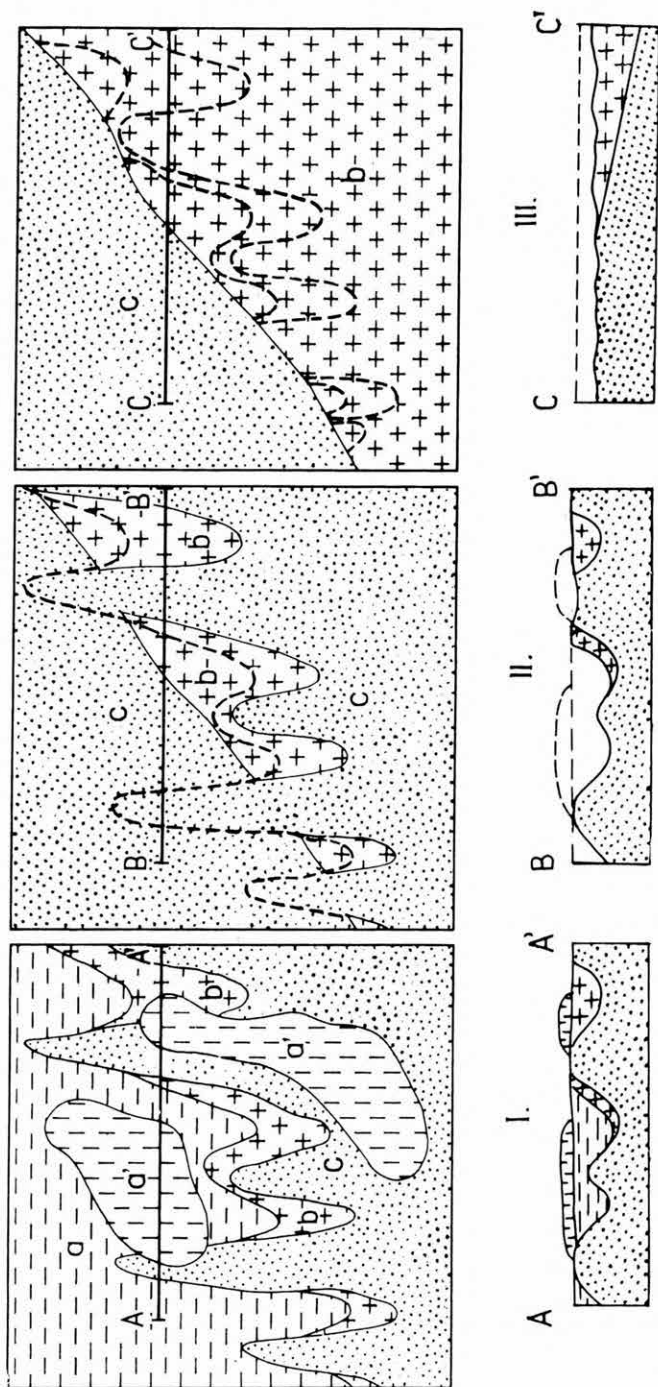
A szorosabb értelemben vett tektonikai térképek létezése miatt beszélhetünk a szorosabb értelemben vett földtani térképek csoportjáról is.

A SZOROSABB ÉRTELEMBEN VETT FÖLDTANI TÉRKÉPEK

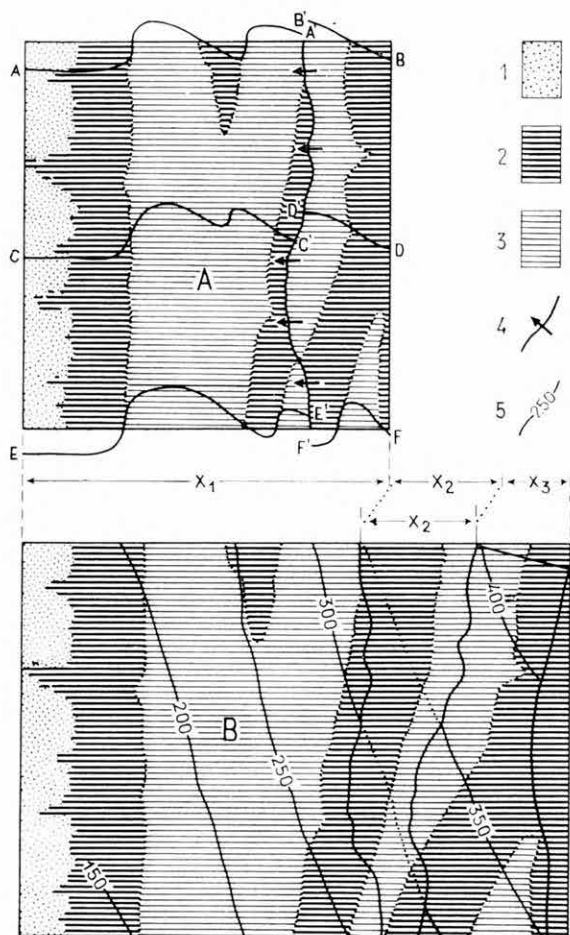
Ezen belül az ábrázolás vonatkozó ideje és az ábrázolt felület láthatósága szerint végzünk további csoportosítást.

Az ábrázolás vonatkozó ideje szempontjából megkülönböztethetünk:

A) a mai állapotnak megfelelő változatot, amelyik a jelenlegi felépítés egyszerű tükrözése és



2. ábra. Egykori (III.) és jelenlegi (II.) állapotnak megfelelő mélyföldtani térkép, a jelenlegi felszín (I.) földtani térképe mellett. A mélyföldtani térképek (II–III.) az „a” jelű képződmény előtti felszínre vonatkoznak (A. I. LEVORSÉN után, kiegészítve)
 Abb. 2. Tiefengeologische Karte entsprechend dem ehemaligen (III) und gegenwärtigen (II) Stand, neben der geologischen Karte der gegenwärtigen Tagesoberfläche (I). Die Tiefengeologischen Karten (II, III) beziehen sich auf die Oberfläche der der Formation „a” vorangehenden Bildungen (ergänzt nach A. I. LEVORSÉN)



3. ábra. Egykori, palinszpasztikus (B) és a jelenlegi állapotnak megfelelő (A) képzeletbeli térkép összehasonlítása (M. KAY után, kiegészítve)

1. Fiatal, 2. idősebb, 3. legidősebb rétegösszet, 4. rátolódási vonal, 5. a 3. összlet vastagságát jelző szintvonalak, A-A'—F'-F': a 3. rétegösszetben megállapított gyűrődés mértéke, x_1 a jelenlegi állapotot tükröző térképlap alsó szélének hossza, x_2 a rátolódás mértéke, x_3 gyűrődésből adódó „terület”-rövidülés

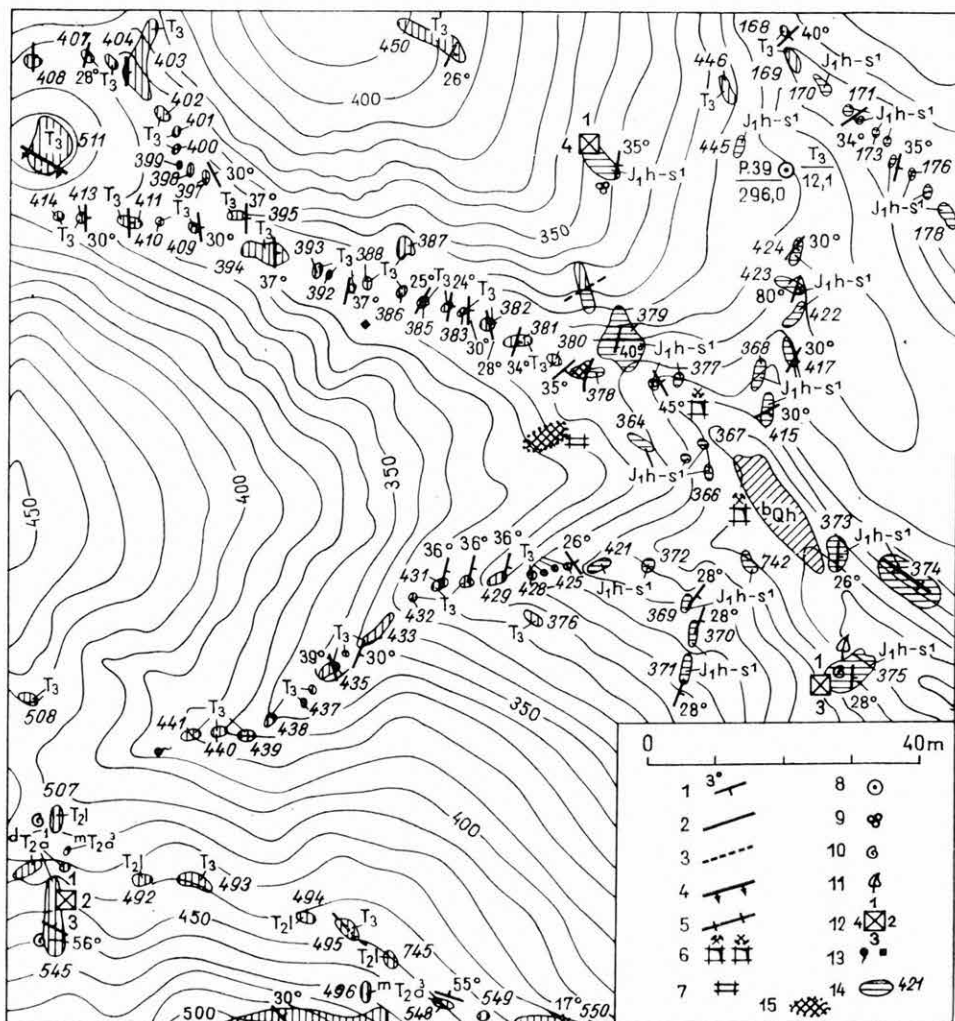
Abb. 3. Vergleich einer palinspastischen Karte (B) mit einer fiktiven Karte des gegenwärtigen Standes (A) (ergänzt nach M. KAY)

1. Junger Schichtenkomplex, 2. älterer Schichtenkomplex, 3. ältester Schichtenkomplex, 4. Überschiebungslinie, 5. Isohypsen der Mächtigkeit des Komplexes; A-A'—F'-F': Ausmass der im Schichtenkomplex 3 festgestellten Faltung, x_1 = Länge des unteren Randes des den gegenwärtigen Stand widerspiegelnden Kartenblattes, x_2 = Ausmass der Überschiebung, x_3 = „Flächen”-Verkürzung infolge der Faltung

B) az egykori állapotnak megfelelő ősföldtani, ill. paleogeológiai változatot, amelyek lényegében annyiban különböznek a jelenlegi állapotnak megfelelő térképektől, hogy ezeken a térképeken az ábrázolandó szint lepusztult részei bizonyos elképzelések alapján „még” szerepelnek, ugyanakkor a fiatalabb tektonikai elmozdulások hatásaitól mentesen, tehát az egykori állapotnak megfelelően szemléltetik a viszonyokat (2. ábra), sőt néha még a kőzetanyagot is „paleogeológiai” minőségben ábrázolják. A földtani viszonyokat tehát olyan formában kell ábrázolnunk, mintha azt a földtörténeti múltban térképezték volna. Az ide sorolható térképeket *tágabb értelemben véve palinszpasztikus térképeknek* is nevezhetjük (M. KAY 1945). A *szorosabb értelemben vett palinszpasztikus térképek* a földrajzi koordinátákat is figyelembe veszik, tehát az egykori állapot rögzítésénél a vízszintes eltolódás mértékét is kiküszöbölik (3. ábra).

Az ábrázolt terület láthatósága szempontjából a földtani térkép lehet:

A) *felszíni* (fedett), illetve a jelenlegi felszín jelenlegi állapotára vonatkoztatott, tehát a legfiatalabb földtani képződményeket is tartalmazó földtani térkép (Amerikában: „surface maps”). Ezek közé azonban sok esetben a kis mélységben (általában 20 m alsó határral) megállapított képződményeket is beveszik, illetve nem minden esetben a leg-



4. ábra. Észlelési térképvázlat a Mecsek hegység területéről (HETÉNYI R. nyomán)

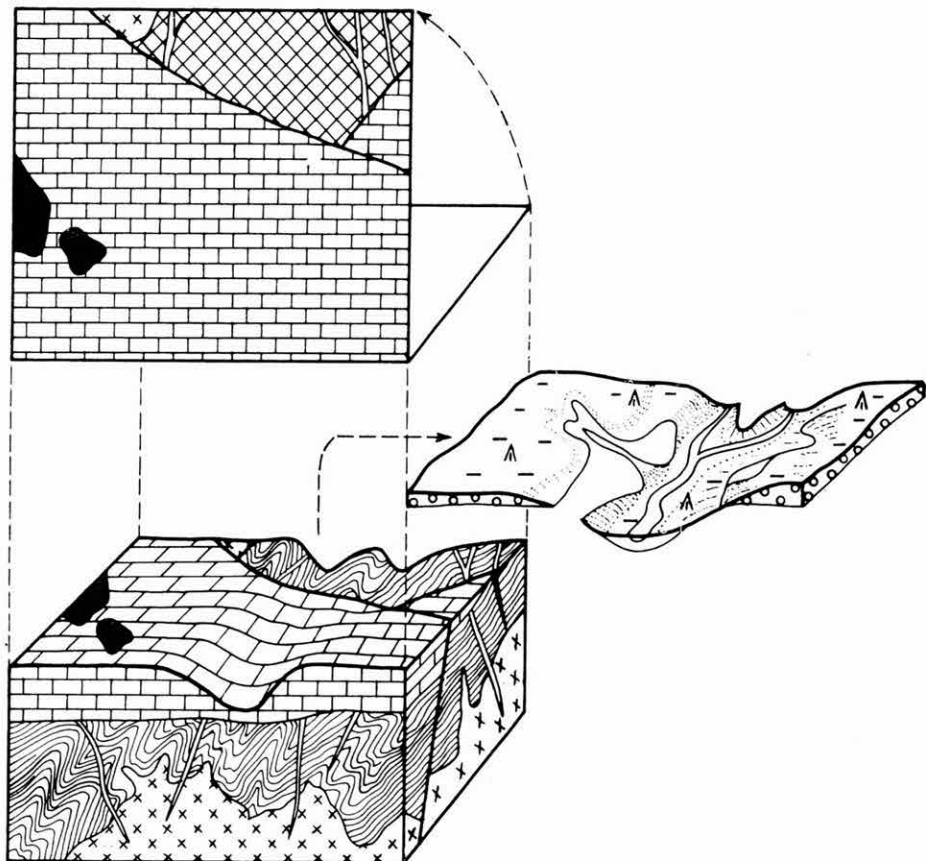
1. Dőlés, 2. feltárt réteghatár üledékfolytonossággal, 3. feltárt réteghatár üledékhiánnyal, 4. észlelt vetődési vonal dőlésiránnyal, 5. észlelt, meg nem határozott jellegű törésvonal, 6. működő, ill. felhagyott akna, 7. kutatóakna a képződmény megjelölésével, 8. fűrés (baloldalon jele, száma, alatta mélysége, jobboldalon a pleisztocén alatti első képződmény jele, alatta a jelzett képződmény elérésének felszínétől mért távolsága), 9. mikrofauna lelőhely, 10. makrofauna lelőhely, 11. makroflóra lelőhely, 12. megvizsgált kőzetminta (1. kőzettani, 2. mikrofauna, 3. makrofauna, 4. flóra), 13. forrás, 14. feltárások helye azok sorszámaival, 15. kőzettörmelék

Abb. 4. Beobachtungs-Kartenskizze des Mecsek-Gebirges (nach R. HETÉNYI)

1. Einfallen, Aufgeschlossene Schichtengrenze: 2=mit Sedimentationskontinuität, 3=mit Lücke, 4. Beobachtete Verwerfungslinie mit Fallrichtung, 5. beobachtete Bruchstörung, 6. Schacht in Betrieb, bzw. aufgegeben, 7. Schurfschacht mit Bezeichnung der Formation, 8. Bohrung (links: Zeichen, Nummer, darunter Tiefe, rechts: Zeichen der ersten Formation unter dem Pleistozän, darunter die Distanz der angeführten Formation, gemessen von der Tagesoberfläche), 9. Mikrofaunen-Fundort, 10. Mikrofaunen-Fundort, 11. Mikroflora-Fundort, 12. untersuchte Gesteinsprobe (1. petrographische Analysen, 2. Mikrofauna, 3. Makrofauna, 4. Flora), 13. Quelle, 14. Stellen und Nummern der Aufschlüsse, 15. Gesteinstörmmer

felül érinthető kőzet, ill. üledékanyagot jelölik a térképen. Magyarországon a nagy méretarányú, ill. részletes térképek sorában a szorosabb értelemben vett felszíni változatot (4. ábra) észlelési térképnek nevezzük (FÜLÖP J. 1960).

B) *mélyföldtani* (fedetlen), ill. olyan földtani térkép, amelyet egy vagy több fiatal réteg, szint vagy kor „elhagyásával”, a leggyakrabban kutatófúrások adatai



5. ábra. A holocén + pleisztocén elhagyásával készített „fedetlen” földtani térkép, tömbdiagram szerinti ábrázolással kiegészítve (Z. POUBA után). (— = árkolás, Δ = fúrás)

Abb. 5. „Abgedeckte” geologische Karte mit Weglassung des Holozän + Pleistozän, ergänzt mit Blockdiagramm (nach Z. POUBA). (— = künstliche Gräben, Δ = Bohrung)

alapján készítünk. (Amerikában „subsurface” = felszín alatti; „subcrop” = felszín alatti kibúvás; illetőleg „peel” = fedetlen elnevezéseket alkalmaznak.)

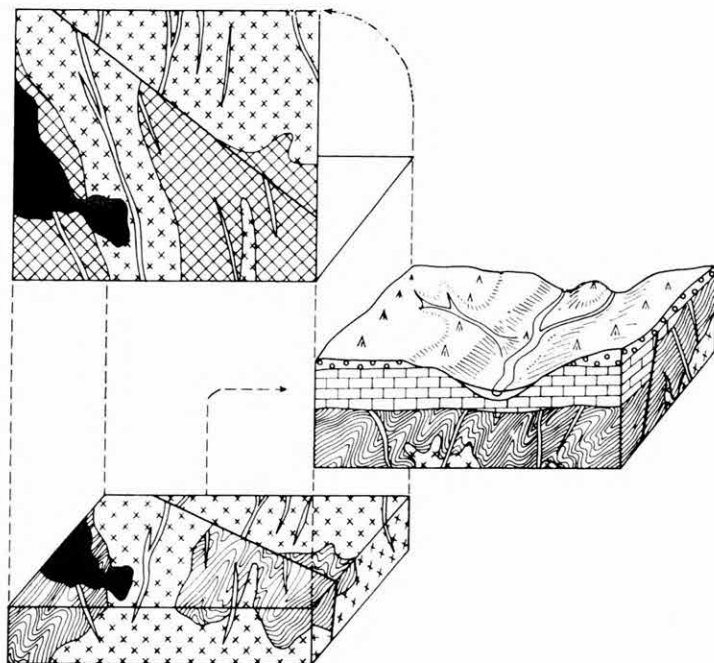
Alapvető kritérium itt, hogy az észlelési pontok között a képződmények korrelációja megoldott legyen. Ellenkező esetben célszerű többféle feltevés szerint is elkészíteni e térképeket.

A mélyföldtani térképek, amelyek tehát az idő és az elfedettség szempontjai miatt gyakran eltérőek lehetnek az ősföldtani (paleogeológiai) térképektől, bepillan-

tást engednek az elfedett képződmények közé, illetve bizonyos felületek mentén feltárják a különféle anyagú és korú képződményeket, s ilyen alapon igen hasznosak a terület fejlődéstörténetének megismerésében és szemléltetésében is.

Az irodalomban a mi értelmezésünk szerinti mélyföldtani, illetve fedetlen földtani térképek körébe tartozóan többféle elnevezéssel és további felosztással ill. lehatárolással is találkozhatunk.

Hazai gyakorlatban széles körben elterjedt, hogy azokat a térképeket, amelyeket a holocén + pleisztocén összlet elhagyásával készítünk (5. ábra), „fedetlen” földtani térképnek nevezzük, a holocént is tartalmazó „fedett” elnevezésével szemben. Az amerikai irodalomban azokat a fedetlen térképeket, amelyek a holocén, a

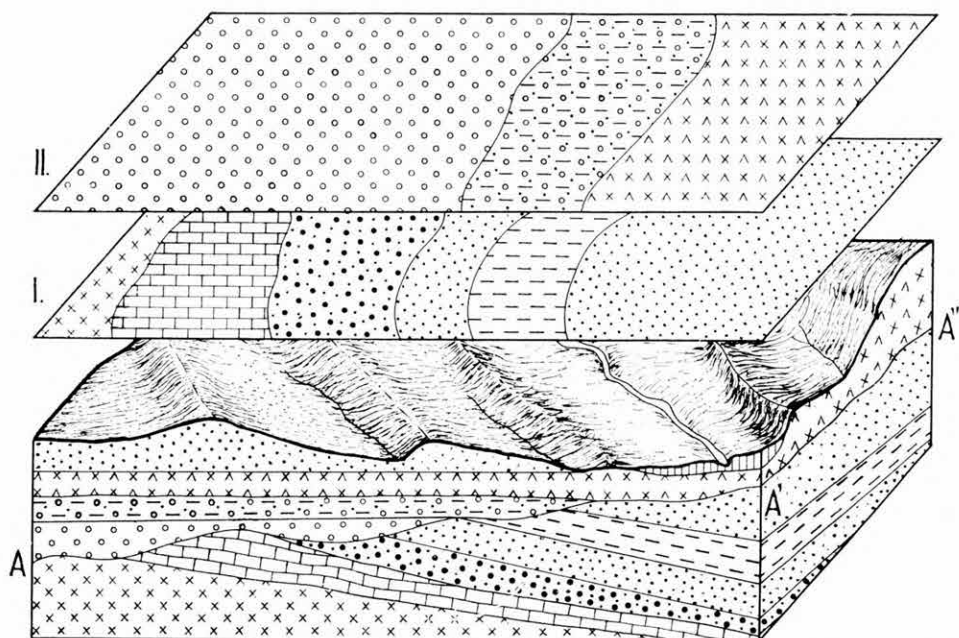


6. ábra. Geodéziai szintre (tengerszint feletti magasságra) vonatkoztatott mélyföldtani térkép, tömbdiagram szerinti ábrázolással kiegészítve (Z. POUBA után). (A = fúrás)

Abb. 6. Tiefengeologische Karte, bezogen auf ein geodätisches Niveau (Meereshöhe), mit Blockdiagramm ergänzt (nach Z. POUBA). (A = Bohrung)

víztakaró és a talajrétegek, valamint a pleisztocén képződmények elhagyásával készülnek, „submask” térképnek nevezik (NOBLER 1947, KUPSCH 1956). A „mélyföldtani” elnevezést tehát csak pleisztocénnél idősebb képződmények esetében használják. Csehszlovákiában Z. POUBA (1959) nem korhoz, hanem 20 m-nél mélyebb szinthez köti a „mélyföldtani” elnevezést.

A magunk részéről az alábbi szempontok szerint tagoljuk a fedetlen földtani, illetve a mélyföldtani térképeket:



7. ábra. Alulnézeti (I) és felülnézeti (II) mélyföldtani térkép az A—A'—A''-jelű diszkordancia-felület esetében

Abb. 7. „Bird's Eye”- (I) und „Worm's Eye”-Karte (II) bezogen auf die Diskordanzfläche A—A'—A''

a) Az ábrázolandó szintek, illetve felületek fajtája szerint e térképek vonatkozhatnak:

- a_1 földtani szintre
- a_2 tektonikai síkra és
- a_3 geodéziai szintre

ad a_1) A földtani szint fajtája szerint beszélhetünk: diszkordancia felületre vonatkozó és folyamatos üledékképződés közbeni szintre vonatkozó térképről (az utóbbi lényegében már kőzetfácies-térképnek tekinthető, a fáciestérképek összes kritériumait azonban nem elégíti ki).

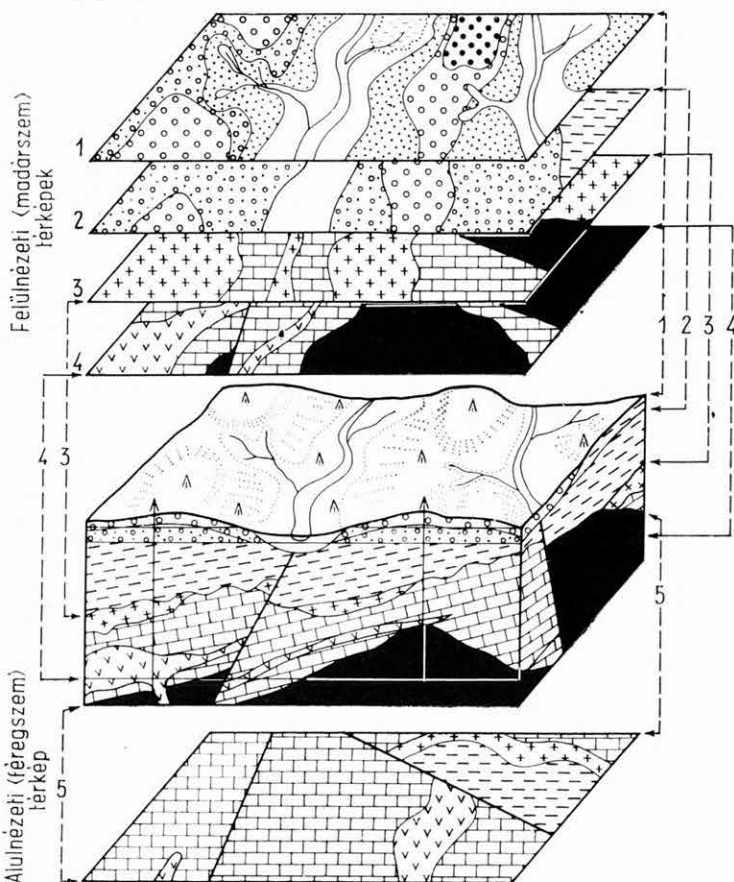
Mind a diszkordancia felületre, mind a folyamatos üledékképződés közbeni szintre vonatkozó mélyföldtani térkép, még akkor is, ha ősföldtani változatban készül, lényegesen különbözik az ősföldrajzi térképektől, bár azzal néha összetévesztik. Az ősföldtani térkép annyiban különbözik az ősföldrajzi térképtől, mint a jelenlegi felszíni földtani térkép a jelenkori természeti földrajzi térképtől (LEVORSEN 1960).

ad a_2) Tektonikai síkra vonatkozó földtani térképet főleg nagy áttolódások, illetve enyhe dőlésű vetők esetén szerkesztenek.

ad a_3) A geodéziai szintre vonatkozó földtani térkép leginkább a felszínhez, vagy a tenger szintjéhez viszonyított, illetve ezekkel párhuzamosan kijelölt eszmei felületről készül (6. ábra). Itt is megemlítjük, hogy Z. POUBA (1959) csak a felszín alatt 20 m-nél mélyebben kijelölt szintre szerkesztett térképeket nevezi „mélyföldtani” térképeknek.

b) A rétegesoport ábrázolandó felülete, illetve a „nézet iránya” szerint (7. ábra) beszélhetünk:

- b₁) felülnézeti, a rétegesoport felszínéről, illetve felső felületéről készülő térképről, amelyeket az amerikai irodalomban szellemesen madárszem térképnek („bird's eye map”) neveznek (LEVORSEN 1960) és
 b₂) alulnézeti térképről, amely a rétegesoport alsó felületéről, talprétegeiről készül, illetve azt tükrözi. Az amerikai irodalomban ezt — mint a madárszem térkép ellentétét — feregyszem térképnek („worm's eye map”) nevezik.



8. ábra. Általános földtani térképsorozat, tömbdiagramban megjelölt szintekről (Z. POUBA után, kiegészítve)

1. Felszíni (fedett) földtani térkép, 2. felszín alatti, ill. a felszíntől néhány m mélységben húzódó képződmények térképe, 3. diszkordancia-felületre vonatkozó mélyföldtani térkép (felülnézet), 4. geodéziai szintre, illetve bizonyos tengerszint feletti magasságban meglevő képződményekre vonatkozó földtani térkép, 5. diszkordancia-felületre vonatkozó alulnézeti térkép)

Abb. 8. Allgemeine geologische Kartenserie für im Blockdiagramm angegebene Horizonte (ergänzt nach Z. POUBA)

1. Geologische Karte der Tagesoberfläche (bedeckte Karte), 2. Karte der unterirdischen Formationen, 3. tiefengeologische Karte bezogen auf eine Diskordinanzfläche („Bird's Eye”), 4. auf ein geodätisches Niveau, 5. auf eine Diskordinanzfläche („Worm's Eye”)

**Az általános, ill. alapvető földtani térképajták (közettérképek)
vonatkoztatási felszín szerinti áttekintése**

	Egykori állapot (e)	Vonatkoztatási szint	Jelen állapot (j)
„fedett” (felszínen látható)	↓ 1 _e	felszín	↓ 1 _j
„fedetlen” (befedett)	↓ ↑ 2 _e 3 _e	diszkordanciafelület (nagy diszkordancia)	↓ ↑ 2 _j 3 _j
	↓ ↑ 4 _e 5 _e	egyszerű réteghatár (v. kis diszkordancia felület)	↓ ↑ 4 _j 5 _j
	↓ ↑ 6 _e 7 _e	vetősík	↓ ↑ 6 _j 7 _j
	8 _e	tetszőleges geodéziai szint	8 _j

↓ = felülnézeti, ↑ = alulnézeti térkép; 1—8 = térképajták, ahol: felszíni (csak felülnézeti lehet); 1; diszkordanciafelület alul- és felülnézeten: 2 és 3; egyszerű réteghatárfelület alul- és felülnézeten: 4 és 5; vetősík felülete alul- és felülnézeten: 6 és 7; geodéziai szint-felület (nézet iránya lényegtelen): 8.

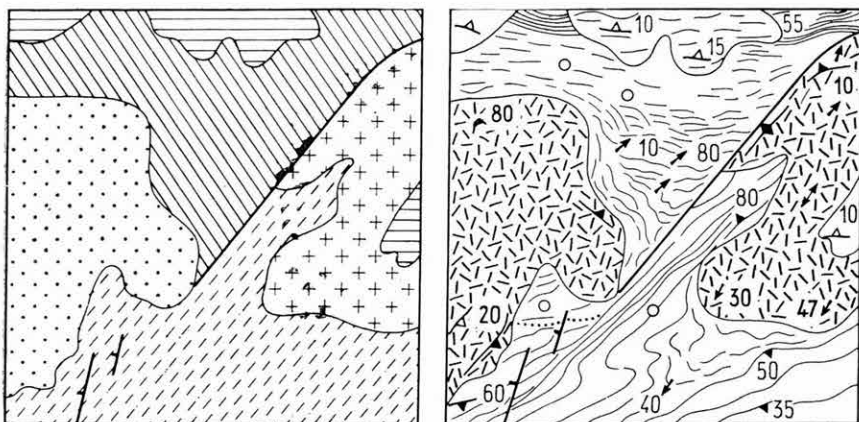
A fentiek alapján összesen 16-féle közettérképről beszélhetünk, amelyekről az 1. táblázat ad rövid áttekintést. A 8. ábrán öt laphól álló térképsorozat is bemutatunk, amelyet tömbdiagram tesz szemléletesebbé.

**A SZOROSABB ÉRTELEMBEN VETT TEKTONIKAI (SZERKEZETI)
TÉRKÉPEK**

Mint ismeretes, ezek olyan általános földtani térképajták, amelyek a különböző korú és különféle minőségű tektonikai adatokat és formákat hangsúlyozzák, illetve részletezik, esetleg a kőzettömegek mechanikai tulajdonságait is érzékeltetik, miközben a tektonikai egységek helyzetét és kapcsolatát tisztázzák. A szorosabb értelemben vett földtani térképekhez hasonlóan, megfelelő ismeretességi fok, ill. kielégítő mélyföldtani adatsor alapján, a régebbi állapotoknak megfelelően paleotektonikai (összerkezeti) változatban is elkészíthetők. A földtani és szerkezeti térképek lényeges különbségeinek érzékeltetésére a 9. ábrát mutatjuk be.

Az intrúziós tömegek, valamint az extrúziós képződmények telér és kürtő formái minden esetben tartozéka a tektonikai térképeknek.

A tektonikai térképeket, bizonyos megfontolások alapján, külön főcsoportban is tárgyalhatnánk.



9. ábra. Egy terület földtani és szerkezeti térképének összehasonlítása (Sz. A. MUZYLEV után). — A baloldali, földtani vázlaton csupán a tektonikai vonalak szerepelnek, a jobb-oldali (tektonikai) vázlaton a tényleges szerkezeti igénybevételek csapásvonalai és egyéb adatai vannak feltüntetve. (Látható, hogy az idealizált sraffjelek csak megközelítően jelezhetik a szerkezeti képet.)

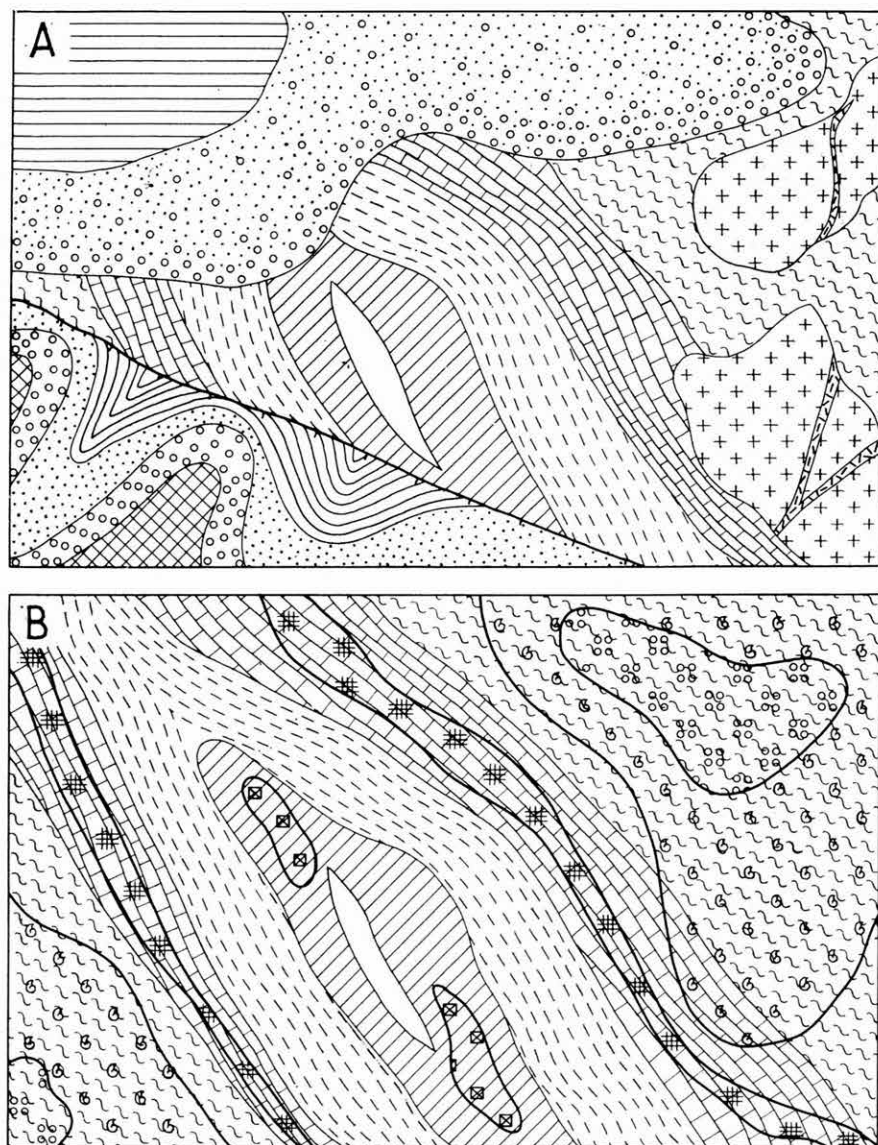
Abb. 9. Vergleich der geologischen und tektonischen Karte eines Gebietes (nach Z. A. MUSYLEV). — Auf der linksseitigen geologischen Skizze figurieren nur die tektonischen Linien, auf der rechtsseitigen (tektonischen) Skizze sind die Streichungslinien und andere Angaben der tatsächlichen tektonischen Beanspruchungen angegeben. (Es ist offensichtlich, dass die idealisierten Schraffzeichen das echte Strukturbild nur annähernd wiedergeben können.)

2. Elvonatkoztatott, illetve belső földtani tartalmat is jelző földtani térképek

Ha az előbbieken ismertetett „kőzet”-térképeken (az anyag több irányú, behatoló vizsgálatának eredményeképpen) azokat a vonalakat is feltüntetjük, amelyek elválasztják a parti, a peremi, a tavi, a lagunás és a mélyebbvízi stb. üledékeket, valamint jelezzük az ősmaradványcsoportok által jelzett életövek eloszlását, ill. kialakulási körülményeiket is, már nem beszélhetünk egyszerűen kőzettérképről. Ezek a térképek az általános földtani, illetve az alapvető földtani térképektől lényegében abban különböznek, hogy már nem szerkeszthetők meg egyszerű térképezési „fényképezési” eljárással, hanem a kőzetanyagok idő- és térbeli vizsgálatán belül az egykori környezetre utaló „belső tartalmat” is alapul veszik, ill. azt tükrözik. Ezek közül az alábbi két térképtípus a legfontosabb:

FÁCIÉS- (ÉRCCELŐFORDULÁSOK ESETÉBEN METALLOGENETIKAI) TÉRKÉP

Az üledékes fáciestérképek a földtani faciesek fogalmának megfelelően a litos és a biofaciesek helyzetéről tájékoztatnak, tehát a lerakódási körülményekre utalnak. E térképek az ősföldrajzi térképekkel együtt az ásványos anyagok kutatásában is igen jelentősek.



10. ábra. A diszkordancia felületre (A) és az egy időszintre (B) vonatkozó fácies térkép (litofáciestérkép) összehasonlítása. (A „B” változat biofáciess adatokat is tartalmaz.)

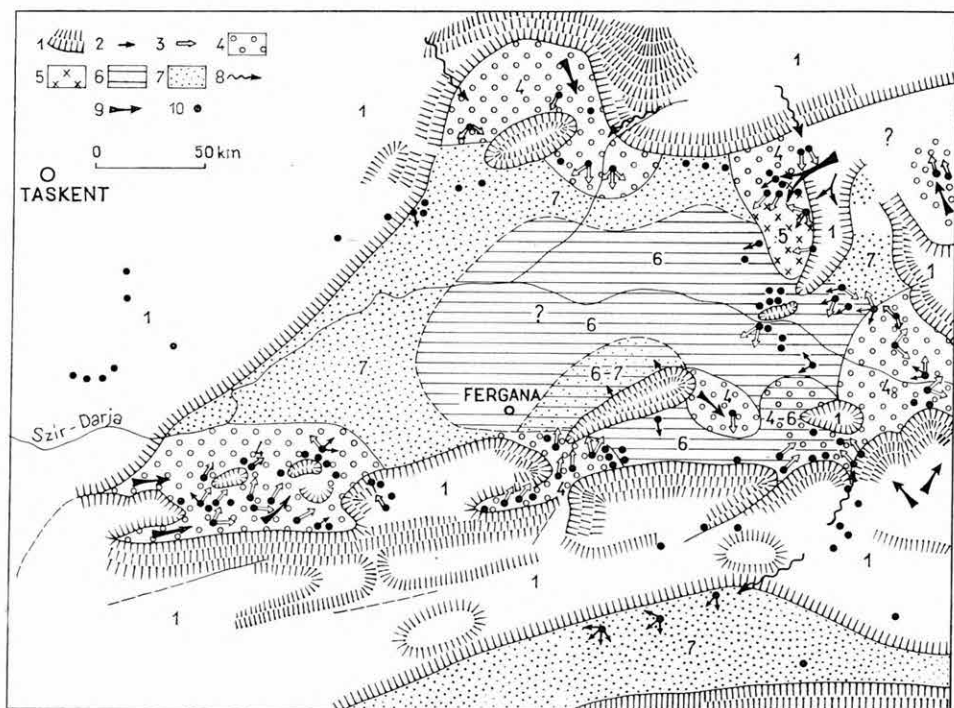
Abb. 10. Vergleich einer auf eine Diskordanzfläche bezogenen (A) und einer auf ein chronologisches Niveau (B) bezogenen Fazieskarte (Lithofazieskarte). (Die Variante „B” enthält auch Angaben über die Biofazies.)

A fáciestérképek általában kétféle kivitelben készülnek:

1. Diszkordanciafelületre vonatkozó fáciestérképek (10. ábra A.)
2. Rétegtani egységek teljes előfordulási területét ábrázoló fáciestérképek (10. ábra B.)

Az előbbi csoportba sorolható fáciestérképek lehetnek egyrészt a diszkordanciafelületre vonatkozó egyszerű kőzettérképekhez kapcsolódóan csak a diszkordanciafelület által „feltárt” viszonyokat jelző térképek, másrészt olyan térképek, amelyek egymás mellett különféle korú képződmények fáciesviszonyát is ábrázolják, mind-egyiket olyan mértékben, illetve azon a helyen, ahol a térképi elkülönítésnél azok „felszíni” foltként szerepelnek.

A második csoportba tartozó fáciestérképek a folyamatos üledékképződés köz-
beni szintre vonatkozó kőzettérképekhez kapcsolódnak, illetve alaptérképüknek



11. ábra. Ösföldrajzi térképvázlat a Ferganai-medence krétaösszletéből (L. B. RUHIN nyomán)

1. A lehordási területek határai és ezek domborzata, 2. a lehordás iránya a rétegződés alapján, 3. a lehordás iránya a kavicsok orientációja alapján, 4. kavics-hordalékkúpok, 5. homokterületek (sivatag), 6. édesvízi medence, 7. homokos—agyagos síkság, 8. a folyók feltételezett helyzete a lehordási területeken belül, 9. a lehordás iránya, 10. kibúvások

Abb. 11. Paläogeographische Kartenskizze des Kreidekomplexes des Ferganaer Beckens (nach L. B. RUCHIN)

1. Grenzen der Abtragungsgebiete und deren Relief, 2. Abtragungsrichtung auf Grund der Schichtungsart, 3. Abtragungsrichtung auf Grund der Orientation der Kiese, 4. Schuttkegel, 5. Sandflächen (Wüsten), 6. Süßwasser-Becken, 7. mit Sand und Ton bedeckte Ebene, 8. Flüsse, 9. Abtragungsrichtungen, 10. Ausbisse

azok tekinthetők. Szorosabb értelemben véve csak az ide sorolható térképfajtákat tekinthetjük faciéstérképnek, mert az 1. pontban említett térképek tulajdonképpen csak fáciesadatokkal kiegészített „mélyföldtani” térképek, eszerint tehát inkább a vegyes rendeltetésű térképek közé sorolhatók.

ŐSFÖLDRAJZI TÉRKÉPEK

A földtan és a földrajz elkülönült munkaterületével ellentétben, az ősföldrajz határozottan földtani tudományág és nagyon sok esetben a földtani vizsgálat végcélja is az, hogy megrajzolhassuk az ősföldrajzi képet. Az ősföldrajzi térképek szinte minden esetben „folyamatos üledékképződés közbeni szintre”, illetve az egyidejű képződmények lerakódásakor (keletkezésekor) fennállott általános érvényű természeti földrajzi viszonyok rögzítésére vonatkoznak, pontosabban arra van szükség, hogy az egykori medenceterületek és környezetük morfológiai viszonyait, a partvonalak jellegét, az üledékek szállításának irányait, az ősvízrajzot stb. olyan formában jelezzük, hogy a térképet a további kutatások irányának megválasztásánál, az alkalmazott földtani térképek elkészítésénél, különösképpen az ásványi nyersanyagok elterjedési törvényszerűségeinek nyomozásánál, illetve a nyersanyagprognózis megrajzolásánál is segítségül hívhassuk (11. ábra). Ugyanúgy, mint az egyéb térképfajták esetében, a szemléltetés elősegítése céljából tömbdiagram-szerű ábrázolásban is elkészíthetők.

Ide soroljuk az *őseghajlat* térképeket is. Az éghajlatra vonatkozó adatok sok esetben az ősföldrajzi térképen is elhelyezhetők. Az ősföldrajzi térképek méretarány és szakmai tartalom szerinti felosztását illetően korábbi (1964) közleményünkre utalunk.

GENETIKAI TALAJTÉRKÉPEK

E csoportba sorolhatók még a genetikai talajtérképek (pedogeológiai térképek) is, amelyek a különböző talajtípusok elterjedése mellett származásuk és kialakulásuk körülményeire is rávilágítanak. E térképek lényegében a legfiatalabb szárazföldi földtani képződmények fácies- és ősföldrajzi térképei.

3. Alkalmazott földtani térképek

Ide soroljuk az előző két térképcsoport bizonyos elemeinek figyelembevételével készített térképeket, amelyek a gyakorlati irányú földtani feladatokkal közvetlen vagy közvetlenebb kapcsolatban állanak. Ezek sorában gazdaságföldtani és mérnök-geológiai felosztásban említjük meg a fontosabb típusokat:

GAZDASÁGFÖLDTANI TÉRKÉPEK

A hasznosítható ásványos anyagok elhelyezkedését és bizonyos minőségi és mennyiségi különválasztását stb. szemléltető térképeknek számos változata lehetséges. Csoportosításukat szintén többféle szempont szerint végezhetjük. A magunk részéről két főcsoportra osztjuk a gazdaságföldtani térképeket:

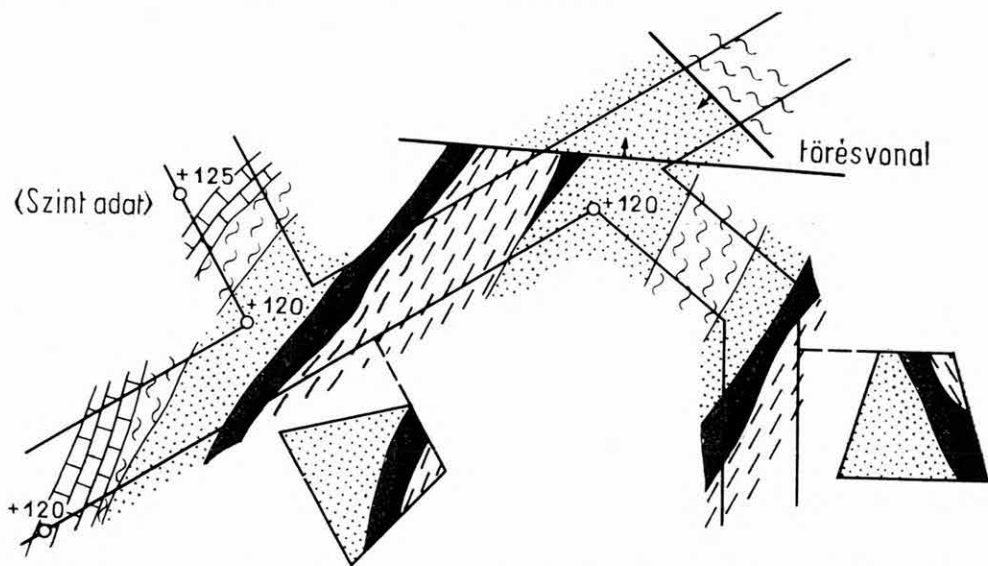
- A) ismert és kutatás alatt álló nyersanyagterületek bemutatását célzó térképekre és
 B) feltételezett nyersanyagterületek bemutatását célzó ún. prognózis térképekre.

ad A) További felosztásánál azt tartjuk elsődlegesnek, hogy átnézetes „ismeretterjesztő jellegű” (a), avagy részletes térképről, ill. munkatérképről (b) van-e szó:

a) általános vagy átnézetes gazdaságföldtani és kutatási térképek. Általában kis méretarányúak (országos, illetve tájegység méretűek), alapjuk gyakran ún. „általános földtani térkép” és az ábrázolt terület összes nyersanyagairól felvilágosítással szolgálnak. Amennyiben a nyersanyagelőfordulások területének térképi lehatárolása helyett csupán meghatározott jeleket alkalmaznak és a térkép alapja sem földtani vonatkozású, a térkép a gazdaságföldrajzi térképekhez vezet. Kutatási változata a folyamatban levő kutatási tevékenység állásáról tájékoztat. Az előbbit többnyire nyomdai úton sokszorosítják, míg az utóbbiak rendszerint kéziratban maradnak.

b) Részletes (rendszerint egy nyersanyagfajtára vonatkozó) gazdaságföldtani térképek. Fontosabb típusai:

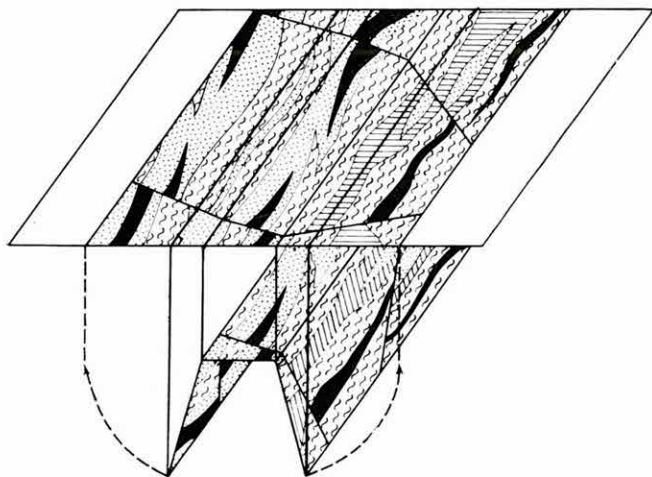
Bányaföldtani térképek. A szorosabb értelemben vett bányaföldtani térképek alapját (szilárd halmazállapotú nyersanyagok esetében) a bányavágatok által feltárt földtani viszonyok ábrázolása szolgáltatja (12. ábra). A bányavágat-falak földtani képződményeinek vízszintes síkban való ábrázolása is hozzátartozik (13. ábra). Ezen belül a minőségi adatokat is jelezni lehet, vagy egyesek külön kiegészítő térképen is ábrázolásra kerülhetnek.



12. ábra. A szorosabb értelemben vett bányaföldtani, ill. bányavágat térkép legfontosabb szakmai tartalma

Abb. 12. Wichtigster Fachinhalt der im engeren Sinne aufgefassten montangeologischen Karten, bzw. markscheiderischen Grundrisse

Nyersanyagkészlet térképek. A készletszámítási módszernek megfelelően, elsősorban a nyersanyagterületek egységeinek helyzetét és a megkutatottsági fok (kategorizálás) adatait ábrázolja. E térképfajtákon belül a rajzi részek a készletszámítási módszertől függően erősen különbözhetnek egymástól. A készletszámítási módszer helyes megválasztására e helyen nem térhetünk ki, szükségét érezzük azonban hangsúlyozni, hogy ezeket a térképeket is igen gondosan kell elkészítenünk, hogy a valóságos viszonyoktól a lehetőséghez képest minél kisebb mértékben



13. ábra. A bányavágatok falainak és a fölte földtani képeinek egyik ábrázolási módja bányaföldtani térképen (Z. POUBA után)

Abb. 13. Eine Art der Darstellung der Wände und des Firstes von Bergbaustrecken auf montangeologischen Karten (nach Z. POUBA)

Kiegészítő térképek. Gyakran előfordul, hogy a nyersanyagfelelősegek bizonyos adatait az alaptérkép zsúfoltságának elkerülése céljából külön lapokon ábrázolják, ezek a kiegészítő térképek, melyek legfontosabb típusai:

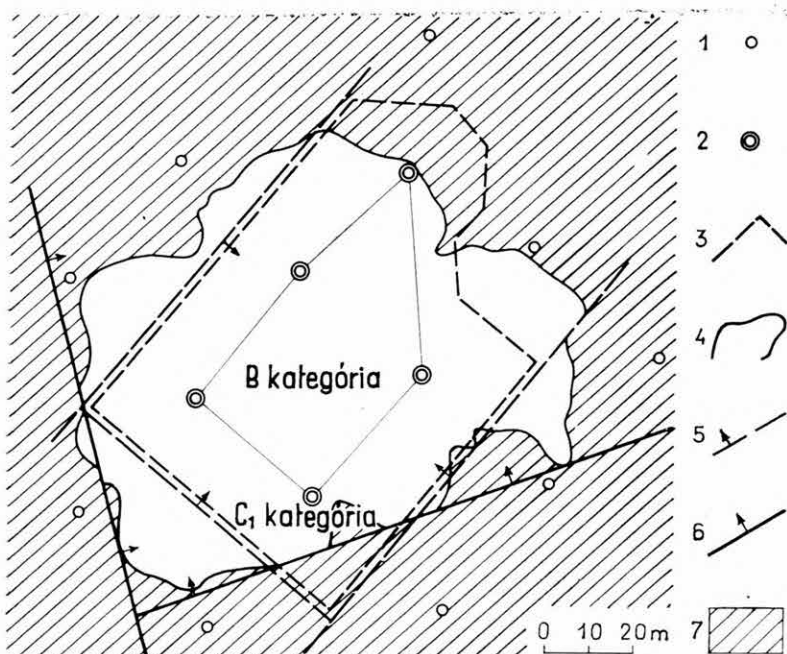
- *minőség*-térképek (rendszerint izovonallakkal jelzik a nyersanyag minőségét, technológiai sajátosságait, káros vagy hasznos komponenseit stb.). Az értéktartárhöz közelebb színezéssel lehet szemléletesebbé tenni.
 - *vastagsági* (izopach) térképek
 - *tszf.-i magasság* térképek
- a minőségi térképekhez hasonlóan főleg izovonalas változatban készülnek

ad B) A földtani megfontolások alapján feltételezett nyersanyag- (prognózis) térképek minden eddigi térképfajta felhasználását igényelhetik. A tudományos alapon készülő nyersanyagprognózist gyakran komplex földtani előtanulmányoknak kell megelőznie és feltétlenül szükség van néhány előkészítő térképre, melyek közül kiemelendők a vonatkozó összlet általános megkutatottságát és ismeretességi fokát szemléltető térképek (HERBST G. — MAGALOWSKI G. — TZSCHOPPE E. 1964). A prognosztikus térképek elősegítik a nyersanyagbázis növelhetőségének elbírálását és minden esetben alapul kell szolgálniuk

térjenek el. Ide kapcsolódva a 14. ábrán egy lefejtett bauxitterület térképét mutatjuk be, amelyiken összehasonlítás céljából a korábban szerkesztett készletszámítási térkép fontosabb adatai is szerepelnek.

Kutatási térképek. Az utóbbi években főleg a nagyarányú mélyfúrásai kutatási gyakorlatban sajátos térképtípus alakult ki, amelyiken a kevés földtani és bányabeli adat mellett a tervezett és már megvalósult kutatási objektumok (főleg fúrások) helyei szerepelnek a kutatás fő céljainak megfelelő adatokkal.

a távlati földtani kutatás irányának megválasztásánál (15. ábra). A C_2 kategóriával záruló (kategorizált) készletek területétől eltérően a reménybeli (prognosztikus) területeken az alapadatok (terület, vastagság, minőség stb.) csak feltételezettek, s a hibalehetőség még a legnagyobb körültekintés esetén is megközelítheti a 100%-ot.



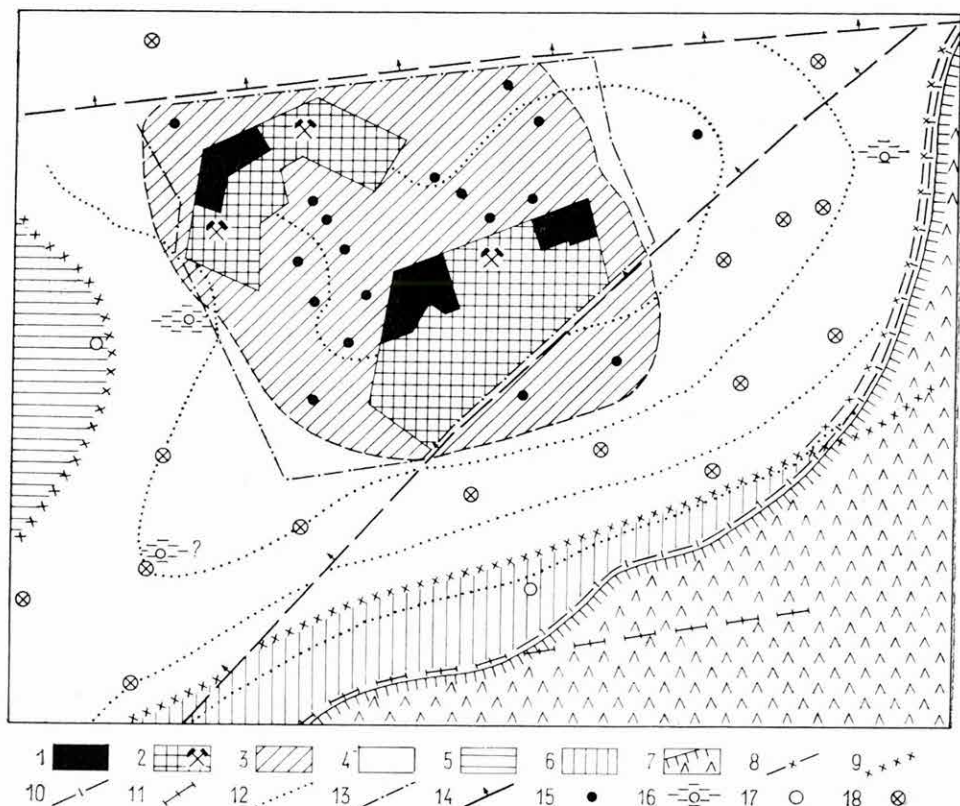
14. ábra. A készletszámitási térkép főbb adatai egy lefejtett bauxittelep térképén, a valószínűségi helyzet és a korábban, szerkesztéssel előrejelzett viszonyok összehasonlítása céljából (Bíró B. nyomán)

1. Meddő vagy feküterületet jelző kutatófúrás, 2. produktív kutatófúrás, 3. szerkesztett telephatár, 4. tényleges telephatár, 5. szerkesztett vető, 6. tényleges vető, 7. fekü-, ill. meddő terület

Abb. 14. Wichtigere Angaben der Vorratsberechnungs-Karte anhand der Karte eines abgebauten Bauxitlagers zum Vergleich der tatsächlichen Situation mit den früher durch graphische Darstellung prognostizierten Verhältnisse (nach B. Bíró)

1. Unproduktive Schurfböhrung, 2. produktive Schurfböhrung, 3. konstruierte Flözgrenze, 4. tatsächliche Flözgrenze, 5. konstruierte Verwerfung, 6. tatsächliche Verwerfung, 7. Liegend- bzw. unproduktives Gebiet

Hasonlóan mint az A) pont esetében, itt is meg kell különböztetnünk az általános vagy átnézeti és a részletesebb, rendszerint egy nyersanyagfajtára vonatkozó változatot. A részletes térképeket többtelepes előfordulások esetében kétféle változatban is célszerű elkészíteni. Az egyik változatba a telepes összlet egészére vonatkozó ún. „átfogó”, a másik változatba pedig az egyes telepekre vonatkozó ún. „telepenkénti” prognózis-térképek tartoznak.



15. ábra. Vázlat egy kőszéntelep prognosztikus térképének szakmai tartalmáról

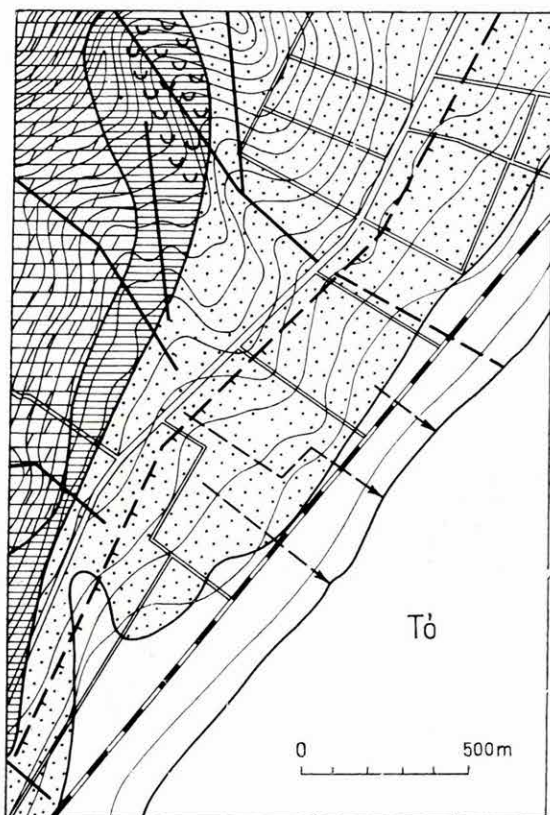
1. A telep lefejtett területe, 2. a megkutatott és művelés alatt álló terület, 3. kutatás alatt álló, kategorizált terület, 4. reménybeli terület, 5. a teleppel egyidejű mélyvízi meddő terület, 6. a teleppel egyidejű peremi (szárazföldi) meddő terület, 7. feküretület, 8. eróziós vagy tektonikus telephatár, 9. eredeti telephatár, 10. a telepet befogó rétegcsoport eróziós vagy tektonikus határa, 11. a telepet befogó rétegcsoport eredeti határa, 12. vastagsági és minőségi izovonalak, 13. a bányatelek műszaki határa, 14. tektonikai vonal, 15. lemelyült produktív fúrás, 16. kőszénindikáció, 17. meddő kutatófúrás, 18. tervezett felderítő kutatófúrás

Abb. 15. Skizze des Fachinhaltes der Prognosenkarte eines Kohlenflözes

1. Abgebauter Raum des Flözes, 2. erkundet oder im Abbau, 3. unter Erkundung, kategorisiert, 4. perspektivisches Gebiet, 5. mit dem Flöz gleichalte Tiefenwasser-Ablagerungen (unproduktiv), 6. mit dem Flöz gleichalte Randfazies (kontinental), 7. Liegendzone, 8. Flözgrenze von Erosions- oder tektonischen Ursprung, 9. originale Flözgrenze, 10. Erosions- oder tektonische Grenze der das Flöz einschliessenden Schichtengruppe, 11. originale Grenze der das Flöz einschliessenden Schichtengruppe, 12. Isolinien der Mächtigkeit und der Qualität, 13. bergbautechnische Grenze, 14. tektonische Linie, 15. produktive Bohrung, 16. Kohlenindikation, 17. missglückte Bohrung, 18. geplante Bohrung

MÉRNÖKGEOLÓGIAI (MŰSZAKI FÖLDTANI) TÉRKÉPEK

Általában magas- és mélyépítési feladatokhoz, valamint vízépitési munkákhoz használatosak, elsősorban a teherbíróképesség és stabilitás szemléltetését szolgálják. Méretarányuk rendszerint nagy (< 5000) és szinte minden esetben eredeti, ill. új és speciális felvételt igényelnek. Ezek egyben azt is jelzik, hogy általános mérnökgeológiai térkép tulajdonképpen nem is lehet (KERRÉSZ P. 1964), mert mindenkor a létesítménynek megfelelő módon kell készíteni (16. ábra).



K Ö Z E T				mérnökgeológiai jellemzés
jеле	kora	megnev.	jellemzése	
	nóri	földolomit	erősen repedezett jó vízvez, helyi építkezésre alkalmatlan	épületek létesítésére alkalmatlan terület
	pannon	lejtőtörmelékes agyag	nagyobb vastagságban települő rétegei csúszásra hajlamosak	csúszásveszélyes terület
	pannon	homokos, iszapos üledék	nagy víg-bontelepülő rétegei alatt helyenként lejtőtörmelék	városépítésre javasolt terület
	holocén	szerves üledékek, iszap, fózeg, fózsár	építkezésre alkalmatlan terület, szerves üledék	egyszintes épületek létesítésére javasolt terület

	törésvonal		réteghatárok
	fellételezett törésvonal		csúszós terület
	töréses lépcső		időszakos vízfolyás

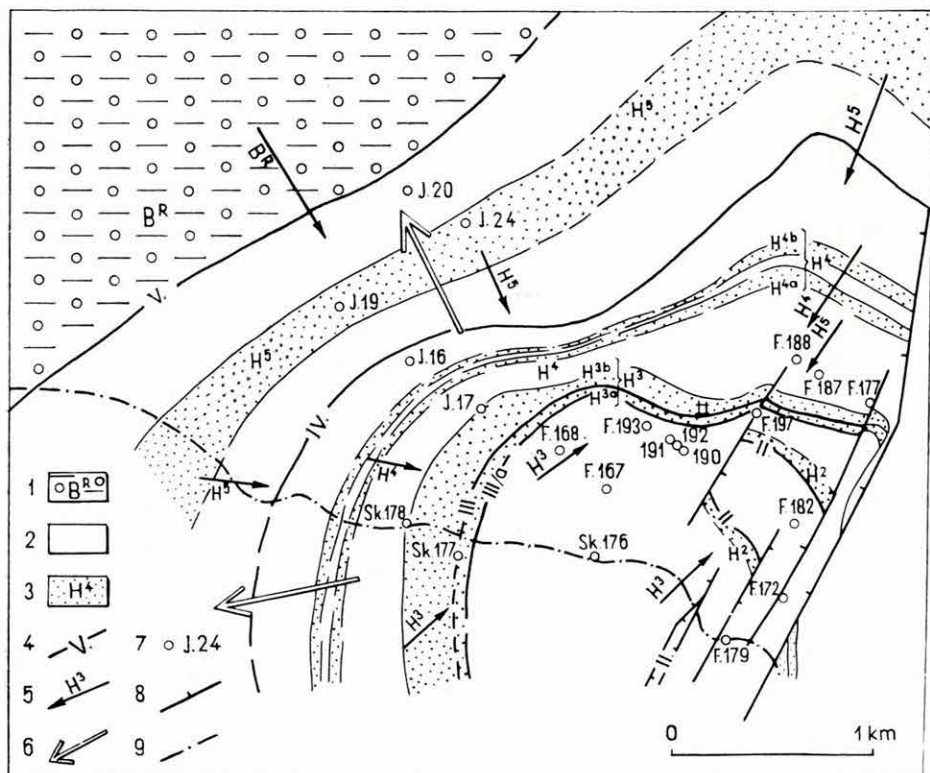
16. ábra. Városépítés céljából készített mérnökgeológiai (építésföldtani) térkép vázlat (KLEB B.—TÖRÖK E. és ZSILÁK Gy. L. után)

Abb. 16. Ingenieurgeologische Kartenskizze für Städtebau (nach B. KLEB—E. TÖRÖK—Gy. L. ZSILÁK)

Ide soroljuk a „*hadiföldtani*” térképeket is, amelyek lényegében olyan műszaki-földtani térképek, amelyek méretarányát és szakmai tartalmát (kőzetek szilárdságát, darabolhatóságát, teherbíróképességét, fellazulási képességét, ill. robbanásnál tanúsított magatartását) harcászati és stratégiai feladatok megoldásának elősegítése érdekében határozzák meg.

HIDROGEOLOGIAI TÉRKÉPEK

Az előbbieken említett térképfajták a vízre (részben, mint folyékony halmazállapotú ásványos anyagra, részben mint bizonyos mérnökgeológiai témára) is vonatkoznak. A vízföldtani térképek azonban, részben az előzőekétől sok vonatkozásban



17. ábra. Üledékes víztartórétegek és a víz áramlási irányainak átnézetes térképe

1. Feküterület, 2. uralkodóan agyag és aleurit (vizrekesztő) rétegek, 3. víztartó homokrétegek, 4. a fontosabb vezérrétegek lepusztulási vonala, 5. a különféle jelű homokrétegek vizének áramlási iránya, 6. az ábrázolt homokrétegeket tartalmazó összlet lepusztulása (elvékonyodási) iránya, 7. felhasznált fúrások, 8. jelentősebb tektonikai (vető) vonalak, 9. a jelenlegi felszín vízválasztója. (Uganyezen terület szintvonalas térképét a 18. ábra tartalmazza.)

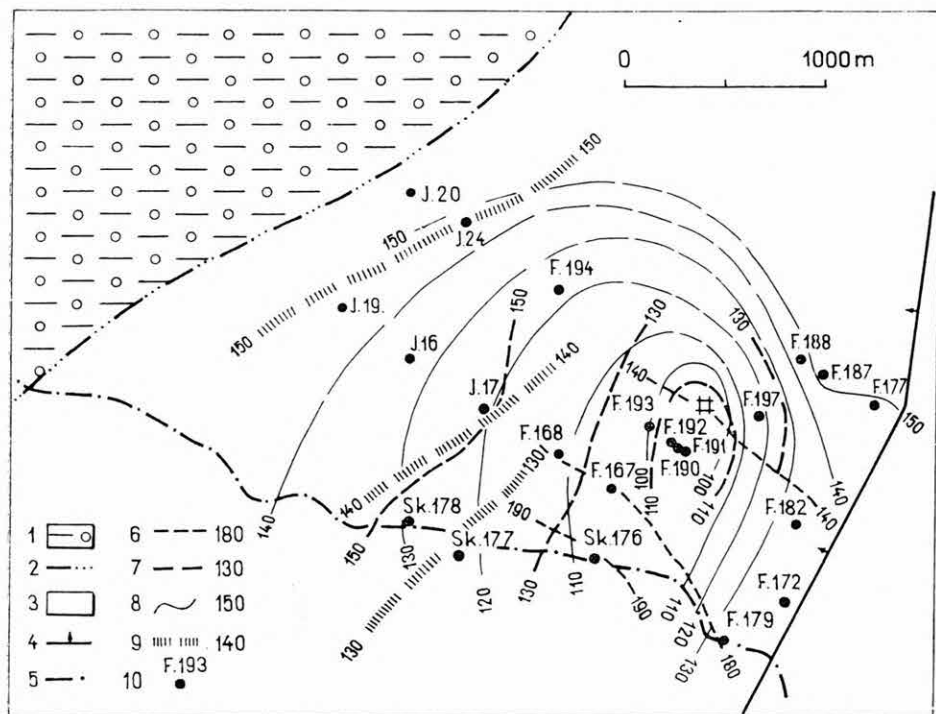
Abb. 17. Übersichtskarte der wasserführenden Schichten eines Sedimentkomplexes mit Darstellung der Strömungsrichtung des Wassers

1. Liegendschichten, 2. wassersperrende, überwiegend Ton- und Schluffstein-Schichten, 3. wasserführende Sandschichten, 4. Linie der Abtragung des wichtigeren Leithorizontes, 5. Strömungsrichtung verschiedener Sandschichten, 6. Linie der Abtragung (Verdünnung) der sandschichtführenden Komplexes, 7. zur Herstellung der Karte herangezogene Bohrungen, 8. wichtigere tektonische (Verwerfungs-)Linien, 9. Wasserscheide der gegenwärtigen Tagesoberfläche (s. Isohypsenkarte in Abb. 18)

eltérő szakmai tartalmuk miatt, részben pedig azért is, mert szinte mindenféle alkalmazott földtani munkánál döntő fontossággal bírnak, külön is említést érdemelnek.

A hidrogeológiai térkép, mint ismeretes, főként a felszíni források helyeit, a felszíni és felszín alatti víztárolók *elhelyezkedését, teljesítőképességét, víznyerési,* illetve *vízmentesítési lehetőségeit,* valamint a *víz mennyiségét, minőségét* és *áramlási irányát* szemlélteti, egyben alapul szolgál ipari és ásvány-, valamint termásvíz kutatásához.

A hidrogeológiai térképfajták általában részletesek, illetve főleg nagy méretarányban készülnek (17., 18. ábra). Közöttük igen gyakoriak a tengerszinthez, vagy a fel-



18. ábra. A 17. ábra víztartó összlete nyugalmi vízszintjeinek szintvonalas térképe

1. Feküterület, 2. az ábrázolt homokrétegeket tartalmazó összlet teljes lepusztulásának vonala, 3. az ábrázolt homokrétegeket tartalmazó összlet elterjedési területe, 4. a fő vető vonala, 5. felszíni vízválasztó, 6. a III. vezérréteg környéki (H^3) homokrétegek nyugalmi vízszintjeinek szintvonalai, 7. a IV. vezérréteg feletti (H^4) homokrétegek nyugalmi vízszintjeinek szintvonalai, 8. a IV—V. vezérréteg közötti (H^5) homokrétegek nyugalmi vízszintjeinek szintvonalai, 9. a fekü összlet (B^T) homokos-betelepüléseire tartozó nyugalmi vízszintek szintvonalai

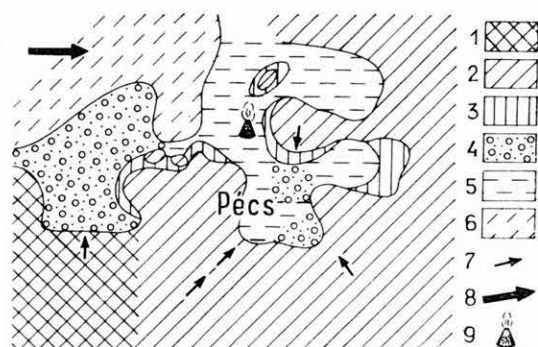
Abb. 18. Isohypsenkarte des Ruhespiegels der Wasserhorizonte des in Abb. 17 dargestellten wasserführenden Komplexes

1. Liegendschichten, 2. Linie der vollkommenen Abtragung des sandschichtführenden Komplexes, 3. Verbreitung des sandschichtführenden Komplexes, 4. Hauptverwerfungslinie, 5. Wasserscheide an der Tagesoberfläche, 6. Isohypse des Ruhespiegels der Sandschichten (H^3) in der Umgebung des Leithorizontes III, 7. Isohypse des Ruhespiegels der Hangendsandschichten (H^4) des Leithorizontes IV, 8. Isohypse des Ruhespiegels der Sandschichten (H^5) zwischen Leithorizont IV und V, 9. Isohypsen des Ruhespiegels in den sandig-schottrigen Einlagerungen innerhalb des Liegendkomplexes (B^T)

színhez viszonyított ún. *nyugalmi*, vagy *leszorított vízszintet* ábrázoló térképek, amelyekhez kapcsolódóan az „alapszinthez”, illetve a „leszorított szinthez” viszonyított felemelkedési távolságot (*piezometrikus*) és a felemelkedési távolságnak megfelelő energiaértéket tartalmazó (*potenciometrikus*) térképeket is megkülönböztetik.

4. Vegyes rendeltetésű, több célú (komplex), vagy nem egységes elvek szerint készített földtani térképek

E térképek az előzőekben említett térképtípusoktól több-kevesebb adatot egy lapon tartalmaznak. Rendszeres felsorolásuktól ezúttal eltekintünk. A céltól és a lehetőségétől függően igen sokféle változatuk lehetséges. Gyakori esetek:



19. ábra. Faciális ősföldrajzi térkép vázlat a mecseki miocénből (HÁMOR G. és JÁMBOR Á. szerint)

1. Középhegységi lepusztulási terület, 2. lapos hátságok és szigetek, 3. congeriás, abráziós üledékképződés területe, 4. folyóvízi, homokos, kavicsos üledékképződés területe, 5. halpikkelyes agyagmárga üledékképződés területe, 6. „slir” üledékképződés területe, 7. üledékszállítás fő iránya, 8. transzgresszió fő iránya, 9. andezitvulkanizmus

Abb. 19. Paläogeographische Fazieskarte des Mecseker Miozäns (nach G. HÁMOR und Á. JÁMBOR)

1. Abtragungsgebiet von Mittelgebirgs-Typ, 2. flache Rücken und Inseln, 3. Sedimentationsraum von Abrasions-Ablagerungen mit Congerien, 4. von fluviatilen, sandig-schottrigen Ablagerungen, 5. von Fischschuppenmergeln, 6. von „Schlier“-Ablagerungen, 7. Hauptrichtung des Sedimenttransportes, 8. Hauptrichtung der Transgression, 9. Andesitvulkanismus

egyre szaporodó földtani vonatkozású térképfajtákat, a rokontudományok térképeinek kivételével, bizonyos szempontok kiemelésével egymás mellé sorakoztatva lássuk

IRODALOM

- APRODOK, V. A. 1952: Geologieseszköje kartirovanyije. — Moszkva. Goszgeoltekhizdat.
BARABÁS A. — BARANYI I. — JÁMBOR Á. 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység harmadkor előtti alaphegységképe. (In: A Mecsek hegység és a Villányi-hegység geofizikai kutatásainak eredményei.) — Geof. Int. Évk. I.

- BARNABÁS K. 1962: KGST javaslat a fedett területek és egyes ásványi nyersanyagelőfordulások fogalmi meghatározására és osztályozására. — Földt. Kut. 5. 1.
- BENKŐ F. 1964: A földtani mélyszerkezet-vizsgálatok növekvő szerepe a nyersanyagkutatásban. — Földt. Közl. 93. 1.
- BENKŐ F. 1965: Földtani térképszerkesztés és szelvénytérképszerkesztés. — Egyetemi jegyzet.
- BÍRÓ B. 1965: Készletszámítások megbízhatóságának vizsgálata a bauxitbányászatban a kimerült lencsék alapján. — Földt. Kut. 8. 2.
- BISHOP, M. S. 1960: Subsurface mapping. — New York, London.
- BUJALOV, N. I. 1957: Strukturnaja geologija. — Moszkva, Goszgeoltekhizdat.
- DANK V.—FÜLÖP J.—GIDAI L.—KERTAI GY.—KOPEK G.—NAGY E.—RADÓCZ GY.—SCHMIDT E. R. 1966: Magyarország hasznosítható ásványos anyagai. I. Az energia-hordozók lelőhelyei és prognózisa (M = 1 : 500 000).
- FÜLÖP J. és munkatársai 1960: Részletes földtani térképek készítésének alapelvei és előírásai. — Kézirat, MÁFI Adattár.
- GAAB, J. 1957: Zasozsy zdjer geologicznich PWT. — Katowice.
- HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1964: A K-i és a Ny-i Mecsek képződményeinek párhuzamosítási lehetőségei. — Földt. Közl. 94. 1.
- HERBST, G.—MAGALOWSKI, G.—TZSCHOPPE, E. 1964: Prognostische Einschätzung der Braunkohlenführung im Tertiär auf dem Territorium der DDR. — Zeitschr. f. Angew. Geol. 10. pp. 451—460.
- JASKÓ S. 1963: A mérnökgeológiai térképezés nevezéktanának és a közfizikai vizsgálatoknak egységesítése. — Földt. Kut. 6. 4.
- KAY, M. 1945: Paleogeographic and palinspastic Maps. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. 29, 4. Oklah.
- KERTAI GY. 1966: A kutatás komplexitásáról és a paleogeológiai térképek kérdéséről. — Földt. Közl. 96. 2.
- KERTÉSZ P. 1964: Földtani ábrázolás. (In: PAPP F.—KERTÉSZ P.: — Kézethatározó.) Budapest.
- KLEB B.—TÖRÖK E.—ZSILÁK GY. 1965: Településtervezések építésföldtani előkészítése. — Földt. Kut. 8. 2.
- KRUMBEIN, W. C. 1952: Principles of facies map interpretation. — Journ. Sed. Petr. 22. 4.
- KUPSCH, W. O. 1956: Submask geol. in Saskatchewan. — First. Inst. Williston Basin Symp. North Dakota Geol. Soc. and ... (oct. 1956) pp. 66—75.
- LAHEE, F. H. 1961: Field Geology. McGraw — Hill Book Comp. Inc. — New York—Toronto—London.
- LEROY, L. W. 1951: Subsurface Geologic Methods. — (A Symposium.) Golden Colorado.
- LEVORSEN, A. I. 1960: Paleogeologic Maps. — San Francisco and London, Freeman-Co.
- LOBECK, A. K. 1958: Block Diagrams and other Graphic Methods Used in Geology and Geography. — Emerson—Toussell Book Company. Amherst, Massachusetts.
- LOW, J. W. 1951: Subsurface maps and illustrations. (In: LEROY: Subsurface geologic methods Symposium.) — Colorado school of mines.
- MÉSZÁROS M. 1964: Magyarország 1964. I. 1.-i helyzet szerinti prognosztikus (D) ásványi nyersanyagkészletei. — Kézirat, KFH.
- MIROSNYICSENKO L. M.—SAPIRO C. M. 1959: Metalogenyicseskije i prognoznűje Kartü. — Alma-ata.
- MOORE, C. A. 1964: Handbook of subsurface geology. — London.
- MUZÜLEV, SZ. A. (szerkesztő) 1954: Metodiceszkoye rukovodstvo po geologiceszkoy sz'emke i poiskam. — Moszkva, Goszgeoltekhizdat.
- NOBLER, B. 1947: Geological Maps and Prejudices. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 31. pp. 1109—1117.
- POUBA, Z. 1959: Geologické mapování. — Praha.
- RADÓCZ GY. 1964: Az ősföldrajzi térképszerkesztés időszerű kérdéseiről. — Földt. Kut. 7. 4.

- RÓNAI A.—FEHÉRVÁRI M. 1961: Kísérlet az Alföld részletes földtani térképezésére Szabadkígyós környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58. évről.
- RUHIN, L. B. 1959—1962: Osznovü obscese paleogeográfi. — Goszt. Leningrád.
- SATALOV, E. T.—ORLOVA, A. V.—JABLOKOV, K. V.—DJUKOV, A. I.—TOMSZON, I. N. 1964: Osznovnüle principü szosztavljenija, szogyerzsanyie i uszlovnüle oboznaesenija metallogeniceszkih i prognoznüh kart rudnüh rajonov. — Izd-vo. „Nyedra”.
- SCHÖNDORF, F. 1923: Verwertung geologischer Karten und Profile. — 2. Auflage, Berlin
- SCHUSTER, M. 1954: Das geographische und geologische Blockbild. — Berlin.
- STEINER, W. 1957: Zur Gesichte der geologischen Karte. — Zeitschr. f. angewandte Geologie, 8/9. 3.
- SZENTES F. 1959: Magyarország ösföldrajzi térképei. — Kézirat. MÁFI Adattár.
- SZENTES F. 1961: Magyarország hegységszerkezeti térképe. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról.
- SZMIRNOV, V. I. 1954: Geologiceszkie osznovi poiszkov i razvedok rudnih mesztorozsgyenij. — Moszkva Izd. GMU.
- VYSOCKIJ, I. V. 1955: Strukturné geologické mapování. — Praha.

ÜBERSICHT DER VERSCHIEDENEN KARTENTYPEN VON GEOLOGISCHER ORIENTATION SOWIE EINIGE RICHTLINIEN IHRER KLASSIFIKATION

von

GY. RADÓCZ

Beim raschen Zuwachs stratigraphischer (vor allem tiefengeologischer) Angaben in jüngster Zeit erscheinen immer mehrere Arten von Karten, die mit der Geologie zu tun haben, aber sich z. T. sowohl in Inhalt, als auch in Legende von den klassischen, die Formationen der Tagesoberfläche darstellenden geologischen Karten wesentlich unterscheiden. In vielen Fällen enthält eine Karte die Elemente von mehreren Kartentypen und manchmal werden die geologischen Karten auch mit Angaben von anderen Wissenschaftszweigen ergänzt.

Wie bekannt, kann die Klassifikation der Karten von geologischer Orientation auf zahlreichen Prinzipien beruhen (Funktion der Karte, Prinzipien ihrer Anfertigung, Kartierungsmethoden, Massstab usw.). Nach der Aussagekraft der mit vertretenen Angaben über die verwandten Disziplinen, bzw. nach dem Zweck und Funktion der Karten werden diese in fünf Hauptgruppen und weitere Untergruppen geteilt und im vorliegenden Aufsatz dieser Gliederung entsprechend besprochen.

In seinem Kurzreferat gibt Verfasser einerseits eine Übersicht der allgemeinen Prinzipien der Klassifikation der Karten von geologischer Orientation, andererseits führt er die wichtigsten Kartentypen an, wobei die Eigenartigkeiten der verschiedenen Kartentypen kurz besprochen werden. Das Zweck dieser Kurzfassung ist vor allem, die Kartentypen von geologischer Orientation — mit Ausnahme der Karten der verwandten Wissenschaften — gewissermassen systematisiert zur Schau zu stellen.